



Análisis de los depósitos de la Formación Payandé en el área de Chaparral-Tolima (Colombia).

Ángela Milena Perilla Vargas

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2023



Análisis de los depósitos de la Formación Payandé en el área de Chaparral-Tolima (Colombia).

Ángela Milena Perilla Vargas

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Magister en Ciencias-Geología

Director:

Dr. rer. nat. Pedro Patarroyo Gama

Línea de Investigación:

Estratigrafía

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia

2023

*“Así como las horas de vuelo son al piloto, las
horas de campo son al Geólogo”*
(Gamboa,2017)

Dedicatoria especial a mi familia, por su amor,
fe, comprensión y compañía.

Agradecimientos

Agradezco la oportunidad de continuar con mis estudios de posgrado, de forma que, extendiendo mi gratitud total a la Facultad de Ciencias sede Bogotá de la Universidad Nacional de Colombia por otorgarme la beca de maestría desde el primer semestre; la Universidad Nacional ha sido para mí la oportunidad más grande, mi alma mater siempre será amada y recibirá de mí: total admiración por su historia y generación de cambio, es hacedora de grandes personas y excelentes profesionales.

En este proyecto de investigación he contado con el apoyo y colaboración de varias personas que han permitido su realización, a quienes deseo expresar mi más sinceros agradecimientos:

En primer lugar, le agradezco a Dios y en mención especial a mi madre por su incondicional afecto, fé y apoyo, estos logros más que míos son tuyos, gracias a tí tengo la herencia más grande, mis valores y formación académica; a mi hermano Pepe por su paciencia y compañía, es un orgullo que compartamos sangre y profesión.

A mi director de tesis el doctor Pedro Patarroyo, ejemplo académico y figura indispensable en la realización de esta investigación. Orientador, crítico y dador de su experiencia científica, contribuyendo de manera significativa en mi formación y en la producción de este proyecto científico. Para mí, es un padre académico, a él mis gracias totales por su extensa ayuda, el agradecimiento es para toda la vida, es una increíble persona, siempre estuvo ahí para lo que necesitara.

Al profesor Carlos Sánchez, por su colaboración científica y acompañamiento en este proceso, una inmensa gratitud por su paciencia y apoyo incondicional a las inquietudes presentadas.

Al profesor Juan Manuel Moreno, por su contribución inicial a este proyecto investigativo, su acompañamiento y ayuda fueron valiosos e indispensables para el desarrollo de este trabajo.

A todos los campesinos de las veredas Tuluní, el Queso y Copete del municipio de Chaparral (Tolima), por su recibimiento, empatía, enseñanza y colaboración, gracias a ellos por compartir su conocimiento y apropiarse de sus sitios geoturísticos en pro de su conservación, de fondo contribuyen a la preservación paleontológica y de parte de la historia geológica del País, increíblemente, más que una Quebrada, cuidan un mar histórico. Así mismo, mis gracias a los campesinos de las veredas de El Maco y Maquito del municipio de Ortega.

Expreso mi agradecimiento a mis compañeros de campo fase I: Oscar y Wolfgang, este proyecto inicialmente fue posible gracias a su compañía y entera disposición a colaborar de la primera fase de este proyecto.

A mi apoyo incondicional, mi amor Diego Alexander Niño, gracias por impulsarme a culminar este proyecto.

A Andrés Lancheros por su apoyo incondicional.

A GMAS Lab por la colaboración prestada.

Resumen

La Formación Payandé es una unidad litoestratigráfica del Triásico Superior de Colombia, los afloramientos de esta están restringidos al Valle Superior del Magdalena (VSM), en donde pocos estudios se les han realizado debido a diversos factores: la escasez de afloramientos, las afectaciones magmáticas del Jurásico, las posteriores deformaciones tectónicas y al conflicto social colombiano en áreas rurales, así como, el difícil acceso a las zonas en donde afloran.

Los estudios de estos afloramientos ofrecen más información sobre los depósitos de la Formación Payandé; el área principal de estudio, incluye a la sección Tuluní, la cual tiene una potencia total aproximada de 389 metros de espesor. En general, está constituida por biomicritas compactas a granulares hasta de grano muy grueso, de color gris, algunos niveles con intercalaciones de nódulos de chert cafesosos.

En esta investigación, se presenta la descripción del registro fósil recolectados en la sección Tuluní, en Amoyá y por la vía Chaparral-Las Señoritas. Además, se incluye información sobre los fósiles de Otto Renz de la Colección Paleontológica de la Universidad Nacional de Colombia.

Estas rocas representan un depósito marino somero, desarrollado en un contexto de “*rift*” o graben supracontinental. Esta extensión de calizas triásicas posiblemente se prolongue hasta Perú y Ecuador, definiendo un corredor marino para ese intervalo de tiempo, pudiéndose correlacionar por litoestratigrafía y contenido fósil.

Con la revisión en el presente trabajo se acepta y propone una nueva organización de las unidades Mesozoicas pre-Cretácicas, retomando la acepción de Renz sobre la Formación Payandé, hay autores que indican que esta definición al momento de hacer la distinción del “Miembro Chicalá” no se consideró.

Recopilando, tuvo a lugar la depositación marina de la Formación Payandé durante el Noriano y el Rhaetiano, luego, inicio el vulcanismo y se retiró el mar Triásico, dando paso a la Formación Saldaña.

Palabras clave: Geología de Colombia, Triásico superior, Estratigrafía, Sedimentología, Paleontología, Calizas, Depósitos Calcáreos, Nódulos Silíceos, Mar somero, Bioestratigrafía, Fósiles.

Analysis of deposits of the Payandé Formation in the Chaparral-Tolima area (Colombia)

Abstrac

The Payandé Formation is a lithostratigraphic unit of the upper Triassic of Colombia, its outcrops are restricted to the Upper Magdalena Valley (VSM), where few studies have been carried out due to various factors: the scarcity of outcrops, the magmatic affectations of jurassic events, the subsequent tectonic deformations and the Colombian social conflict in rural areas, as well as the difficult access to the areas where they emerge.

Studies of these outcrops offer more information about the deposits of the Payandé Formation; the main study area includes the Tuluní section, which has a total thickness of approximately 389 meters. In general, it is made up of compact to granular to very coarse-grained biomicrites, gray in color, some levels with intercalations of brownish chert nodules.

In this research, the description of the fossil record collected in the Tuluní section, in Amoyá and along the Chaparral-Las Señoritas road is presented. Additionally, information on Otto Renz's fossils from the Paleontological Collection of the National University of Colombia is included.

These rocks represent a shallow marine deposits, developed in a supracontinental "rift" or graben context. This extension of Triassic limestones possibly extends to Peru and Ecuador, defining a marine corridor for that time interval, which can be correlated by lithostratigraphy and fossil content.

With the revision in the present work, a new organization of the pre-Cretaceous Mesozoic units is accepted and proposed, retaking the meaning of Renz related with the Payandé Formation, another researchers indicate that this definition was not considered when was proposed the distinction of the "Chicalá Member".

In summary, the marine deposition of the Payandé Formation took place during the Norian and Rhaetian, then volcanism began and the Triassic Sea withdrew, giving way to the Saldaña Formation.

Keywords: Geology of Colombia, upper Triassic, Stratigraphy, Sedimentology, Paleontology, Limestone, Calcareous Deposits, Siliceous Nodules, Shallow Sea, Biostratigraphy, Fossils.

Tabla de contenido

Resumen	V
Abstrac	VII
Lista de figuras	XII
Lista de tablas	XIV
1 Introducción	1
2 Localización.....	4
3 Marco geológico	6
4 Nomenclatura de la unidad litoestratigráfica	14
5 Estado del arte de la Formación Payandé.....	17
5.1 Características estratigráficas	17
5.2 Litología, facies y contenido fósil	20
5.3 Desarrollo paleogeográfico y ambiente de depósito	25
6 Metodología.....	28

7 Resultados 32

7.1 Geomorfología 32

7.2 Afloramientos 33

7.3 Descripción litoestratigráfica y petrográfica 40

Sección Tuluní..... 41

Sección Amoyá..... 44

Vía Chaparral-Las Señoritas..... 44

Sector Maco alto al Maquito 44

7.4 Difracción de Rayos X (DRX) 45

7.5 Contenido fósil de la Formación Payandé..... 47

Bivalvos 47

Nautiloideos..... 49

Amonoideos..... 51

Foraminíferos bentónicos 53

De la colección de Renz 55

8 Interpretación y discusión de resultados..... 59

8.1 Revisión de la nomenclatura y acepción de la unidad litoestratigráfica: Formación Payandé.....	59
8.2 Rango estratigráfico y correlaciones	64
8.3 Interpretación sedimentológica/Facies sedimentarias: ambiente de depósito	67
9 Conclusiones.....	71
Bibliografía.....	75
Lista de Anexos	86

Lista de figuras

Figura 1. Mapa de Distribución de facies sedimentarias y arreglo tectónico de Colombia para el Triásico-Jurásico (Tomado y modificado de Cáceres <i>et al.</i> , 2003).....	3
Figura 2. Mapa de localización del área principal de estudio en el municipio de Chaparral-Tolima (Colombia).....	5
Figura 3. Paleogeografía del mundo en inicios del Triásico. Mapa de placas tectónicas por C.R. Scotese, PALEOMAP Project (www.scotese.com).....	7
Figura 4. Modelo paleotectónico conceptual durante la acumulación de las Formaciones Payandé y Saldaña y unidades triásico-jurásicas similares (Tomado y modificado de Mojica <i>et al.</i> , 1996). A) Según Mojica & Macia (1981). B) Según Bayona <i>et al.</i> (1984).....	8
Figura 5. Secciones estratigráficas del Triásico-Jurásico (modificada de Mojica <i>et al.</i> , 1996). Geyer (1982), sin embargo, sugiere que las facies pobremente fosilíferas (Formación El Sudán) en el área de Ciénaga de Morrocoyal (norte de la Serranía de San Lucas) son triásicas y se correlacionan con la Formación Luisa del área de Payandé (Tomado y modificado de Sarmiento-Rojas <i>et al.</i> , 2006).	11
Figura 6. Mapa geológico para el área de Chaparral-Ataco. Modificado de la plancha 282 Chaparral (Carvajal <i>et al.</i> , 1993).	13
Figura 7. Metodología de la investigación.	29
Figura 8. Afloramientos en el carreteable al Maco, en el sector Maquito al Maco Alto, al NW de Olaya Herrera, Municipio de Ortega. A) Rocas más basales de la Formación Luisa en este sitio, son limolitas arenosas rojizas intruidas por el Batolito de Ibagué. B) Conglomerados polimícticos rojizos de la Formación Luisa sobre el camino al Maco. C) Acumulación de caliche por cambio litológico a la Formación Payandé. D) Calizas con laminación marcada de la Formación Payandé.	35
Figura 9. Afloramiento de la Formación Payandé en la Vereda el Queso, dónde desemboca la Quebrada Tuluní; se encuentran bancos de calizas oscuras tabulares de espesores medios. A) Costado norte del Río Amoyá. B) Costado sur del Río Amoyá.	35
Figura 10. Exposiciones de la Formación Payandé a lo largo de la Quebrada Tuluní. A) Vista de la dirección de corriente de la Quebrada hacia el Río Amoyá. B) Espeleotemas de la Cueva La Catedral. C). Vista de entrada a la Cueva de los Guacharos, allí se ven los estratos de caliza casi que completamente horizontales. D) Variaciones de bancos de caliza, al lado izquierdo se observan delgados a medios y del lado derechos paquetes gruesos, acerca de su disposición, hay una variación suave de buzamientos. E) Disposición de bancos tabulares medios de calizas oscuras, en el que el buzamiento se hace más pronunciado.	37
Figura 11. A) Vista de parte del tope de la Formación Payandé, sección Tuluní dónde desemboca la Quebrada Copete. B) Quebrada Copete. C) Cueva el Pesebre, localizada en la loma Copete.	38
Figura 12. Afloramientos vía Chaparral- Las Señoritas entre la vereda Las Cruces y la vereda El Guanábano. A) Panorámica en la que se identifica la expresión geomorfológica de la Formación Payandé. B) Cantera de caliza sobre la vía. C) Exposición de la Formación Payandé a lo largo de la carretera, allí,	

aunque se encuentran brechadas las calizas por el paso de la Falla Guánabano, se observa la disposición en capas.	39
Figura 13. Mapa geológico del área principal de estudio.....	41
Figura 14. Columnas estratigráficas de la sección Tuluní y la Sección Amoyá. Escala 1:1000.	46
Figura 15. 1-3 <i>Monotis subcircularis</i> , Localidad Chaparral, Sección Tuluní. Escala 10mm. 1 y 2: Muestra 12(1-2); 3: Muestra 61.....	48
Figura 16. <i>Cenoceras</i> sp., Localidad Chaparral, Sección Tuluní. Vistas laterales 1, 4 y 5; Vistas frontales 2 y 3; Vista inclinada lateral 6; Línea de sutura dibujada del ejemplar más grande 7. Escala 10mm. 1-2: Muestra 45-1; 3-4: Muestra 45-2; 5-6: Muestra 46.	50
Figura 17. Amonoideos en la Sección Tuluní y Amoyá. 1-14 <i>Metasibirites</i> sp. y 15 <i>Rhabdoceras</i> sp., Localidad Chaparral. Vistas laterales 1,3,5,7,9,11 y 13; Vista de parte ventral: 2,4,6,8 y 10; Vista inclinada para el detalle de costillas:14. Escala 10 mm. 1 y 2: Muestra 1-1 3 y 4: Muestra 1-2; 5 y 6: Muestra 1-3; 7 y 8: Muestra 61; 9 y 10: Muestra 20-1; 11 y 12: Muestra 20-2; 13 y 14: Muestra 43; 15: Muestra 61.	52
Figura 18. 1 <i>Diploremina subangulata</i> (Amoyá 3); 2-5 <i>Diploremina</i> sp. (2: APT 015; 3: APT 005; 4: APT 007; F 5: APT 014); 6-8 <i>Planiinvoluta</i> sp. (6: APT 002; 7: APT 015; 8: APT 004) ;9 y 10 <i>Nodosaria</i> sp. (9: APT 017; 10: APT 015); 11 y 12 <i>Glomospira</i> sp. (11: APT 007 y 12: APT 014); 13-15 Indeterminados (13 y 14: APT 014; 15 y 16: APT 004).....	55
Figura 19. Colección de Renz. 1 <i>Monotis subcircularis</i> , muestra V-339, Localidad Chaparral; 2-4 <i>Metasibirites annulosus</i> , muestras R-2011, Localidad Payandé; 5 <i>Metasibirites tolimensis</i> , muestra R-2011, Localidad Payandé; 6-15 <i>Cochloceras suessi</i> , muestras R-1975 y R-175, Localidad Payandé; 16 <i>Pentacrinus</i> sp., Localidad Payandé. Escala 10mm.	58
Figura 20. Columna generalizada de la Formación Payandé y distribución esquemática, elaboración propia basado en Renz en Trumpy (1943), Geyer (1973) y Mojica & Prinz-Grimm (2000).....	64

Lista de tablas

Tabla 1. Evolución de la nomenclatura del Triásico-Jurásico en el Valle Superior del Magdalena (Colombia) compilado de Renz en Trumphy (1943), Suescún & Taborda (1949), Hubach (1957), Nelson (1959), Geyer (1973), Barrero (1969), Cediél *et al.* (1980), Mojica & Llinás (1984), Rodríguez *et al.* (1995), Perilla (2018). Fuente: Elaboración propia con referencia de Morales & Núñez (2002). 16

Tabla 2. Comparación estratigráfica del Triásico Norandino. Magnafacies I: Mitú, Luisa, El Sudán; Maganafacies II: Pucará, Santiago, Payandé, Batá, Morrocoyal; Magnafacies III: Sarayaquillo, Chapiza (incl. Misahualli), Saldaña (incl. Yavi), La Mojana, Corual, Guatapurí, Girón (Venezuela Occidental: La Quinta). El Límite superior de la magnafacies III no corresponde en todos los casos con el límite entre los períodos Jurásico y Cretácico (Tomado y modificado de Geyer, 1982). 26

Tabla 3. Evolución de la nomenclatura del Triásico-Jurásico en el Valle Superior del Magdalena (Colombia) compilado de Renz en Trumphy (1943), Suescún & Taborda (1949), Hubach (1957), Nelson (1959), Geyer (1973), Barrero (1969), Cediél *et al.* (1980), Mojica & Llinás (1984), Rodríguez *et al.* (1995), Bayona *et al.* (2020). Fuente: Elaboración propia con referencia de Morales & Núñez (2002). 63

1 Introducción

La historia geológica de los depósitos del VSM, asociado al borde oriental de la Cordillera Central, región Centro-Sur de Colombia, tiene sus inicios en el Neoproterozoico (Rodríguez-García *et al.*, 2020). Las rocas más antiguas aflorantes en el VSM son el fundamento metamórfico precámbrico, que aparece recubierto por sedimentitas fosilíferas paleozoicas, o del Mesozoico. Para Macía *et al.* (1985) la situación normal en el VSM es que la sucesión estratigráfica aflorante, o conocida en el subsuelo, comience con alguna de las unidades del Grupo Payandé (Triásico-Jurásico).

El denominado Grupo Payandé (Hubach, 1957) incluye los sedimentos mesozoicos precretácicos restringidos en el VSM, aflora en los departamentos del Tolima y Huila, consiste de una sucesión litológica de capas rojas continentales de grano fino a conglomeráticas en la parte baja, correspondientes a la Formación Luisa (Geyer, 1973), seguido, en su parte media por capas marinas, mayormente Calizas de la Formación Payandé (Renz en Trumphy, 1943), y en la parte alta rocas vulcano-sedimentarias, del Post-Payandé (Renz en Trumphy, 1943; Nelson, 1959) o de la nombrada Formación Saldaña por Cediel *et al.* (1980).

La sedimentación del Grupo Payandé se enmarca en un entorno de tectónica distensiva, desarrollada durante el Triásico-Jurásico, asociada a procesos tectónicos de subsidencia, que afectaron el área y que dieron lugar a la formación y al desarrollo de la gran cuenca de sedimentación mesozoica, con una actividad magmática que se explica: como producto de la subducción de una placa oceánica bajo el Cratón Suramericano ó como un adelgazamiento cortical, abombamiento del manto y una zona de distensión supracontinental (Mójica & Kammer, 1995); de los dos modelos anteriores, el modelo de arco magmático con cuencas de *back-arc* ha sido el más aceptado (Macía *et al.*, 1985; Mojica & Herrera, 1986; Mojica & Llinás, 1984; Mojica & Franco, 1990; Bustamante *et al.*, 2010; Leal-Mejía, 2011; Villagómez *et al.*, 2011; Cochrane *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2015; Bustamante *et al.*, 2016). Por otro lado, existe un tercer modelo en el que se incluye la movilización de terrenos parautoctonos (Toussaint, 1995; Bayona *et al.*, 2006, 2010, 2020).

En este contexto, los depósitos de la Formación Payandé representan la ingresión marina del Triásico Tardío en el Norte de Suramérica, ingresión que posiblemente se realizó desde el Sur (Trumpy, 1944; Geyer, 1973, 1980; Mojica, 1980). Esta unidad litoestratigráfica está muy poco investigada, muy a pesar de que los geólogos de la industria del petróleo son los que la dan a conocer, pero rápidamente la dejan a un lado por el bajo interés económico. Fue introducida por Otto Renz de la compañía de petróleos Shell de Colombia, quién la identifica como una sucesión calcárea, de carácter marino y del Triásico, localizada en la región de Payandé-Tolima (Trumpy, 1943).

Esta unidad es presentada por Cáceres *et al.* (2003) en el mapa de distribución de facies para Colombia (Fig. 1), como los depósitos de una franja marina somera de carbonato del Triásico, que se extiende desde la provincia de Rovira-Payandé, hasta el Sur de Colombia en sentido NE-SW. Esta extensión de calizas triásicas posiblemente se prolongue hasta Perú, definiendo un corredor marino para ese intervalo de tiempo, ya que autores como Trumpy (1943; 1944) indican que esta unidad es prácticamente idéntica al Triásico del Perú. Igualmente, Barrero en Julivert *et al.* (1968) sugiere que por el contenido faunístico las calizas de Payandé son correlacionables con las calizas de Suta (Perú).

A partir de su reconocimiento litoestratigráfico, pocos geólogos se han ocupado del estudio de la Formación Payandé, de manera que, en la literatura (Renz en Trumpy 1943, Suescún & Taborda 1949, Nelson 1959, Geyer 1973, Cediel *et al.* 1980, Mojica 1980), han reportado variaciones en el espesor y diferencias en el carácter de sus límites estratigráficos con sus unidades adyacentes. Lo anterior, está asociado a que aún no se registra una sección continua donde se pueda establecer claramente su espesor total y su relación estratigráfica, resultado de las afectaciones del evento magmático del Jurásico y otras deformaciones posteriores de carácter tectónico. Adicionalmente, por su rango estratigráfico, relativamente antiguo, se considera que la Formación Payandé ha sufrido fuertes procesos diagenéticos, que afectan ciertas características de las calizas, como, por ejemplo, la difícil conservación del material fósil y la constitución del material calcáreo (lodo/cemento).

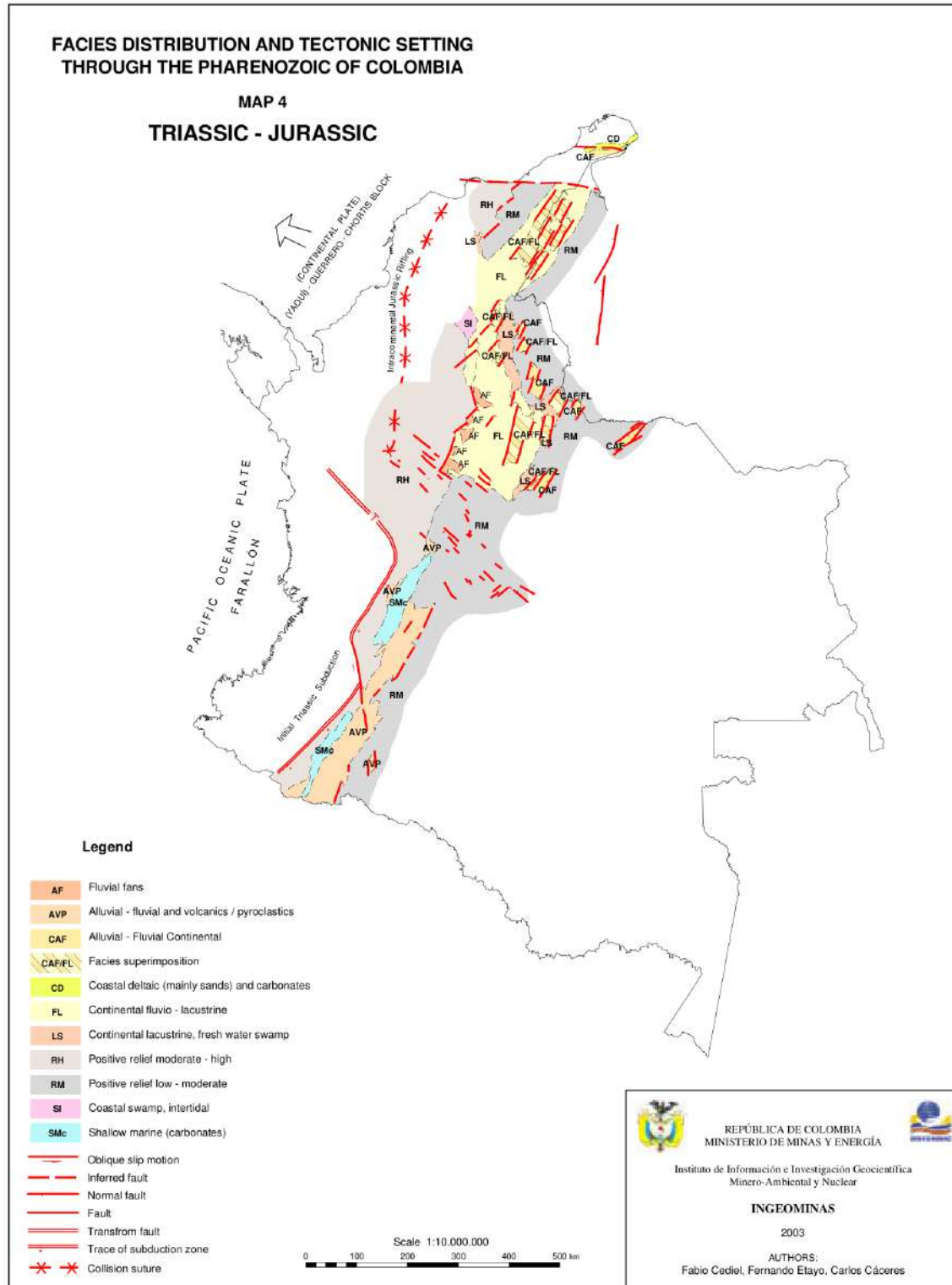


Figura 1. Mapa de Distribución de facies sedimentarias y arreglo tectónico de Colombia para el Triásico-Jurásico (tomado y modificado de Cáceres *et al.*, 2003).

Los afloramientos más conocidos se encuentran sobre los ríos Coello, Luisa y Saldaña, de manera que, la mayoría de los estudios realizados a esta unidad han sido desarrollados en la región de Payandé. Como novedad, excelentes exposiciones se localizan en el área de Chaparral-Tolima, en donde se hallaron importantes niveles calcáreos que no evidencian la afectación por intrusiones jurásicas; en esta área se han desarrollado: el estudio bioestratigráfico de Geyer (1973), quién incluye una columna estratigráfica de carácter local en las “Cuevas de Tuluní” y descripción de fauna; también, el trabajo de Senff (1995) sobre microfósiles que confirma la presencia de depósitos del Noriano dentro de la Formación Payandé; y como primera fase del presente trabajo investigativo, está el trabajo de grado de Perilla (2018), en el que se realizó una caracterización inicial de la Sección de la Quebrada Tuluní, encontrándose nueva información y diferencias con lo descrito en el área de Payandé, localidad tipo de la Formación Payandé; por último, el reciente trabajo de Valdivieso (2019), que incluye un estudio sedimentológico y mineralógico en la Quebrada Copete, afluente de la Quebrada Tuluní.

Consecuentemente, la presente investigación pretende realizar la caracterización de los depósitos de la Formación Payandé en el área de Chaparral, a través de: conocimiento en campo, litoestratigrafía, análisis petrográfico, análisis de DRX y contenido fósil.

Dadas las variaciones y los interrogantes acerca de la Formación Payandé, es un desafío al conocimiento geológico de esta unidad, por lo qué, la presente investigación intenta concretar conocimientos básicos.

2 Localización

El área de estudio de la presente investigación corresponde a la parte noroccidental de Suramérica, en el VSM, región Centro-Sur de Colombia, departamento del Tolima, en el municipio de Chaparral. Esta zona se localiza dentro de la plancha geológica 282-Chaparral (escala 1:100.000) y la plancha topográfica 282-III-B (escala 1:25.000). La zona principal de estudio se ubica al sureste de la cabecera municipal de Chaparral, en la Vereda Tuluní, sobre la Quebrada Tuluní donde se halla el desarrollo kárstico denominado “Cuevas de Tuluní”, en

proximidades a la confluencia con el río Amoyá, y en cercanías a la vereda El Queso. Otras zonas de estudio secundarias están en la loma El Copete, las quebradas El Aserradero y Copete, afluentes de la Quebrada Tuluní, el sitio “Cuevas de Copete”, vereda Las Cruces y El Totumo en la vía Chaparral-Las Señoritas (Fig. 2.); además, se incluye un reconocimiento al norte de Chaparral, al noroccidente de Olaya-Herrera en el municipio de Ortega, en el carretable hacia “El Maco”, sector de la vereda Maquito a la vereda El Maco.

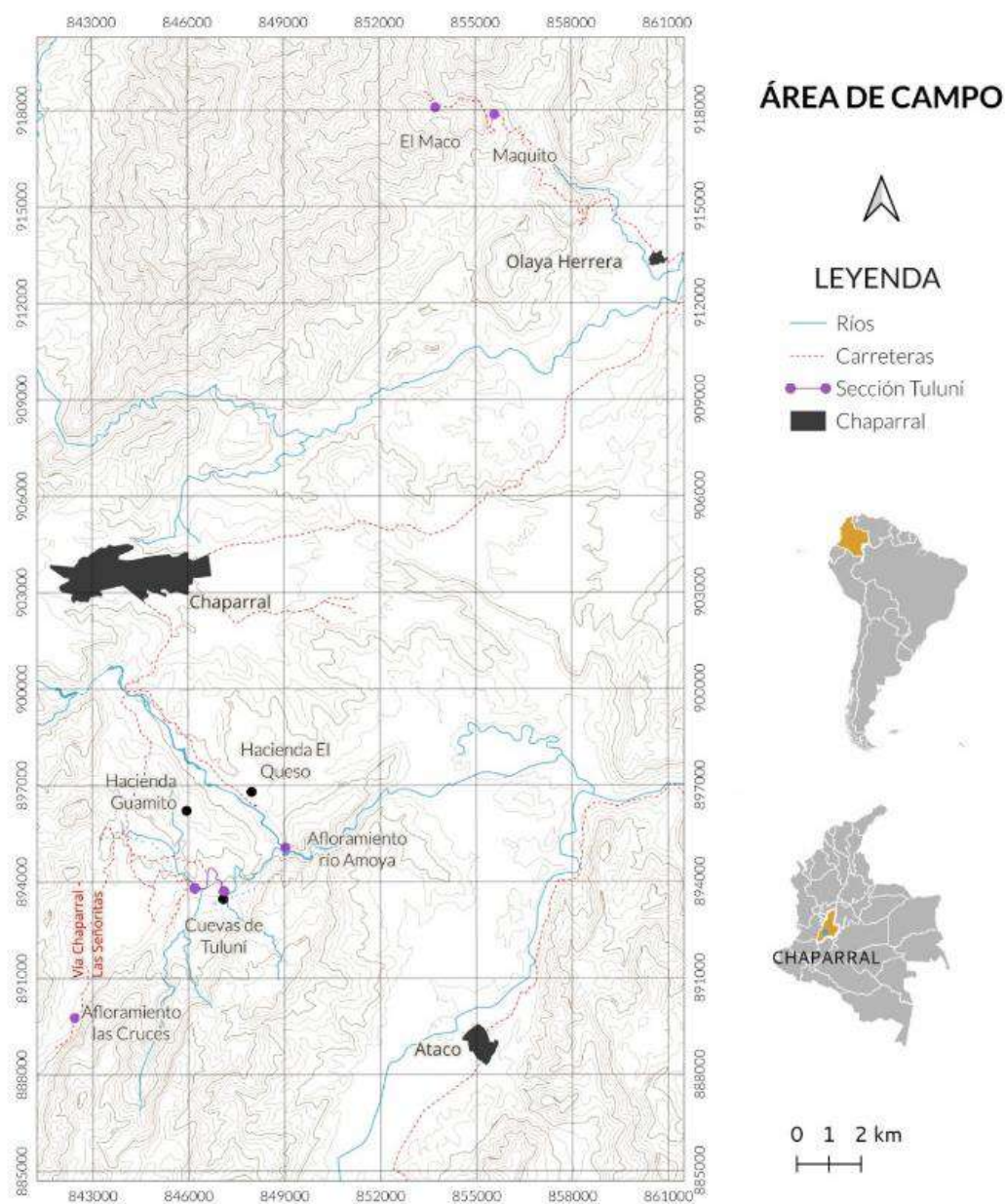


Figura 2. Mapa de localización del área principal de estudio en el municipio de Chaparral-Tolima (Colombia).

3 Marco geológico

Con el Triásico se inicia la era Mesozoica, para ese entonces, la configuración continental corresponde a un gran supercontinente en forma de C llamado Pangea (Fig. 3), para la parte tardía de este periodo geológico comienza su fragmentación (Tanner, 2010). A grandes rasgos, se emplazaron extensas provincias ígneas a lo largo de las zonas de ruptura de la Pangea, de las cuales la Provincia Magmática Centro-Atlántica y la Provincia Ígnea Gondwánica fueron las mayores (Benedetto, 2019). En este contexto, el comportamiento tectónico en Suramérica que precedió a esta ruptura fue una deformación compresiva, seguida por un proceso de transtensión, que está relacionada con la rotación en sentido antihorario entre el oeste de Gondwana y Norteamérica, cómo lo indican Ramos & Alemán (2000); esta extensión, fue la precursora de la ruptura de Pangea y del fenómeno generalizado de *rifting* en el Mesozoico, que produjo cuencas extensionales. Poco después, en los últimos tiempos del Triásico o principios del Jurásico Temprano, inicia un tipo particular de subducción que desarrolló un magmatismo poco evolucionado con extensión intra y retro-arco, actualmente corresponde al borde occidental de Suramérica.

No obstante, como lo exponen Riel *et al.* (2018), para la parte occidental de Gondwana (Sur América), se encuentra en la literatura que el emplazamiento de Grandes Provincias Ígneas (LIP: *Large Igneous Provinces*) junto con magmatismo/vulcanismo bimodal voluminoso ocurrió en un régimen extensional entre 265 y 230 Ma, luego, hubo lugar entre 230 y 205 Ma a intrusiones menores, este lapso importante de actividad magmática resultó de un largo período de alto flujo de calor del manto y anatexis de la corteza, conocido como el evento Choiyoi (Kay *et al.*, 1989); aunque varios autores postularon que este evento ocurrió en ausencia de subducción (Kay *et al.*, 1989; Spikings *et al.*, 2016), datos geocronológicos y geoquímicos en un número creciente de estudios han demostrado recientemente que la subducción estaba activa desde finales del Carbonífero hasta principios del Jurásico (Vásquez *et al.*, 2011; del Rey *et al.*, 2016; Coloma *et al.*, 2017; Oliveros *et al.*, 2018).

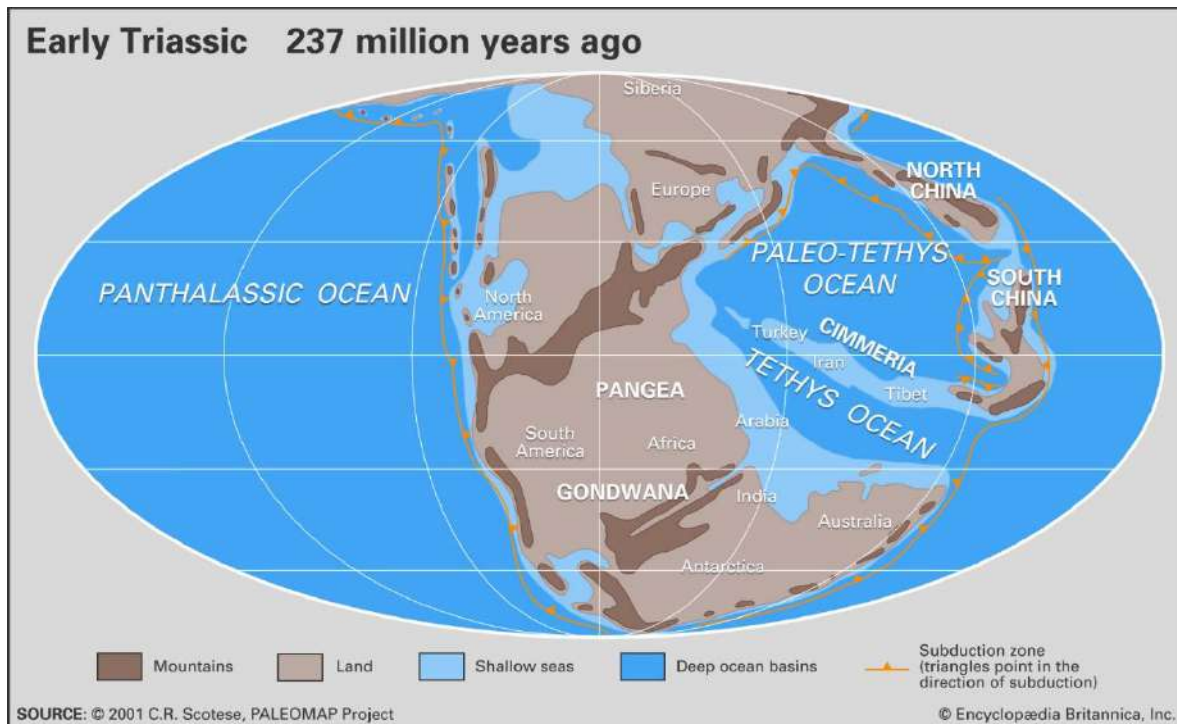


Figura 3. Paleogeografía del mundo en inicios del Triásico. Mapa de placas tectónicas por C.R. Scotese, PALEOMAP Project (www.scotese.com).

Para Colombia, la evolución de la cuenca transtensional mesozoica en el ancestral VSM, da lugar a dos interpretaciones en relación con la tectónica de placas (Barrero, 1973; Mojica *et al.*, 1996; Sarmiento-Rojas, 2006; Cediél & Shaw, 2019; Cediél *et al.*, 2003; Spikings & Paul, 2019) (Fig.4): un *rifting* o sistema de graben intraplaca relacionado al rompimiento de Pangea durante el Triásico y Jurásico inferior, y por otro lado, una extensión tipo *back-arc* que ocurrió detrás de una subducción relacionada a un arco magmático. Estas dos interpretaciones podrían explicar el vulcanismo subaéreo, que da origen a las vulcanitas de la Formación Saldaña y a las intrusiones intermedias-ácidas jurásicas (Mojica *et al.*, 1996; Bayona *et al.*, 2020; López-Isaza & Zuluaga, 2020) que afectan a las rocas mesozoicas de la parte central del VSM. De otro lado, es importante aclarar que el escenario tectónico durante el Triásico-Jurásico para la mitad norte de Colombia, es diferente y estaría relacionado con la separación de los terrenos mexicanos y la apertura de la cuenca protocaribeña (Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Cediél & Shaw, 2019; Cediél *et al.*, 2003; Benedetto, 2019; Restrepo & Toussaint, 2020).

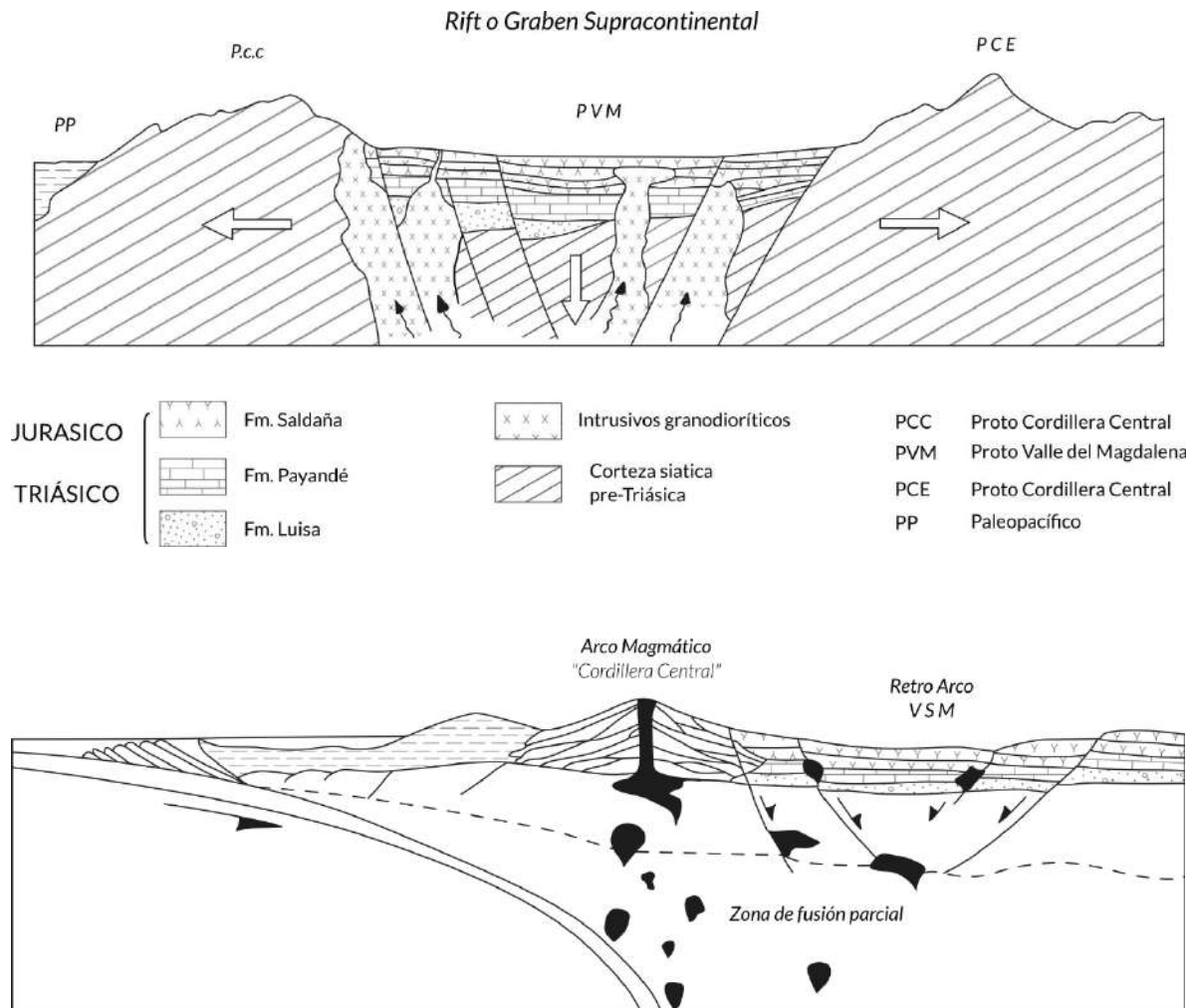


Figura 4. Modelo paleotectónico conceptual durante la acumulación de las Formaciones Payandé y Saldaña y unidades triásico-jurásicas similares (Tomado y modificado de Mojica *et al.*, 1996). A) Según Mojica & Macia (1981). B) Según Bayona *et al.* (1984).

La primera propuesta es formulada por Estrada (1972), Mojica & Macia (1981) señalan que durante la acumulación de los sedimentos continentales, marinos y vulcanoclásticos, correspondientes a las formaciones mesozoicas pre-cretácicas, se desarrolló una tectónica de fase distensiva como producto de un adelgazamiento cortical, que se asocia a un abombamiento en el manto, generando un graben supracontinental con una orientación NE-SW, cuyo borde occidental es aproximado con el eje actual de la Cordillera Central, cortado por fallas transversales de dirección NW-SE (Mojica *et al.*, 1996), estas fallas habían sido reconocidas por otros autores (Barrero *et al.*, 1969: p. 152 y Mojica & Macia, 1981). Barrero *et al.* (1969) indican igualmente que tras la actividad ígnea jurásica se originaron estas fallas

que luego fueron cubiertas por sedimentos marinos del Cretáceo, y que posteriormente, con la reactivación y reorientación tectónica durante el Cretácico y el Cenozoico se ha obscurecido en gran parte este fenómeno.

La segunda interpretación paleotectónica del Mesozoico, sugerida para el ancestral Valle del Magdalena, es la de un arco trasero “*back-arc basin*”, propuesta por autores como Barrero (1979), Touissant & Restrepo (1976) y Bayona *et al.* (1984). Esta cuenca se desarrolla detrás de un arco volcánico Jurásico, al occidente de la cual se tendría una zona de subducción de placa oceánica bajo Suramérica. Según Mojica *et al.* (1996) para este modelo aún no se ha demostrado la existencia de un arco volcánico *sensu stricto* en el eje de la Cordillera Central, no obstante, algunos trabajos como el de Cáceres *et al.* (2003) ilustran una subducción inicial triásica relacionada a los depósitos marinos someros del Triásico (Fig. 1).

De manera que el primer modelo de “*rift*” o graben supracontinental es el más aceptado por la comunidad geológica. Mojica & Macia (1985) mencionan que en el Triásico el mar penetra en el VSM y dio lugar a la sedimentación de la Formación Payandé, luego de la acumulación del conjunto sedimentario inferior de la Formación Saldaña, llamado Miembro Chicalá, el mar se retira. En este modelo se presenta un fenómeno de subsidencia intermitente del graben, por fallamiento normal y tectónica de bloques (Mojica & Franco, 1990), y con el incremento de la actividad volcánica, se amplía el área receptora permitiendo el relleno de materiales ante todo continentales, tendencia que se mantiene hasta el fin de la sedimentación del componente vulcanoclástico de la Formación Saldaña (Miembro Prado). Finalmente, con el cese del fenómeno de subsidencia, se colmata la cuenca mesozoica pre-cretácica y desaparece el vulcanismo. Lo anterior, según Mojica & Franco (1990), sustenta este evento de tectónica distensiva o *tafrogenesis*, puesto que el regreso rápido a condiciones subaéreas y de colmatación de la cuenca por efecto de la extrusión de grandes cantidades de material volcánico, entre el Triásico más superior y parte media del Jurásico, es característico del desarrollo final de las regiones de “*rift*”, además de la ocurrencia de olistostromas calcáreo-limosos entre las Formaciones Payandé y Saldaña, que reflejan el inicio de procesos tectónicos previos al vulcanismo que dio lugar a las espesas acumulaciones de la Formación Saldaña, de hasta 2400m de espesor (Cediel *et al.*, 1980).

El registro sedimentario de Colombia en un marco regional, consecuentemente a la distensión triásica-jurásica, expone depósitos producto de ingresiones marinas locales durante el Triásico superior al Jurásico inferior, así como depósitos vulcanoclásticos y volcánicos efusivos, actividad volcánica restringida principalmente a la parte superior del Triásico superior e inferior del Jurásico medio.

Por otro lado, en el contexto de terrenos geológicos las Formaciones Luisa, Payandé y Saldaña (Restrepo & Touissant, 2020) son incluidas en el denominado Terreno Chibcha en su parte occidental, en Bayona *et al.* (2020) indican como un tercer modelo de mecanismo de crecimiento de la corteza continental en los márgenes continentales activos, el movimiento de terrenos o la acreción de arcos magmáticos marginales (Rodríguez *et al.*, 2018); la migración de bloques continentales hacia el norte favorece el crecimiento del margen para el norte pero también la pérdida del margen cortical hacia el sur (Bayona *et al.*, 2020).

Sarmiento-Rojas *et al.* (2006) presentan la síntesis estratigráfica basada en Mojica *et al.* (1996) (Fig.5), indicando que las rocas mesozoicas están limitadas por inconformidades, el contacto inferior está marcado predominantemente por una discordancia angular, mientras que el contacto superior es mayormente inconforme pero localmente conforme; estas sucesiones del Triásico y Jurásico se depositaron especialmente en cuencas extensionales en el VSM.

Es entonces así que según los autores, las secciones estratigráficas del Triásico-Jurásico representan en síntesis: primero una depositación de sedimentos gruesos continentales a la que le han asignado rangos que varían desde el Permo-Triásico o Triásico inferior a medio (Formación Luisa en el VSM), Sarmiento-Rojas *et al.* (2006) señalan que según Geyer (1982) los sedimentos pobremente fosilíferos (Formación El Sudán) de la Ciénaga de Morrocoyal al norte de la Serranía de San Lucas tienen litología y posición estratigráfica similar a la Formación Luisa; posterior, una incursión marina en el Triásico superior caracterizada por una sedimentación fina lodosa y calcárea (Formación Payandé, Miembro Chicalá, Formación Morrocoyal y Formación Los indios), por último, para inicios del Jurásico se registra la

generación de grandes volúmenes de material volcánico (Miembro Prado, Formación Norean, Formación La Mojana, Formación Guatapurí y Formación Corual).

No obstante de lo anterior, para la acumulación de sedimentos continentales se registra una datación reciente de Bayona *et al.* (2020) indicando que para la Formación Luisa, los datos geocronológicos de U-Pb más joven son de 270-278 Ma, sugiriendo que su acumulación es de mediados del Pérmico, contrario a lo que se estimaba como Triásico inferior-medio (Trumpy, 1943; Renz en Trumpy, 1943; Geyer, 1973; Cediel *et al.*, 1980; Mojica *et al.*, 1996), por lo tanto, la Formación Luisa no debería ser considerado como parte de la sucesión Mesozoica del Triásico – Jurásico en el VSM; este planteamiento también se entra a analizar en el capítulo de interpretación y discusión de resultados de la presente investigación.

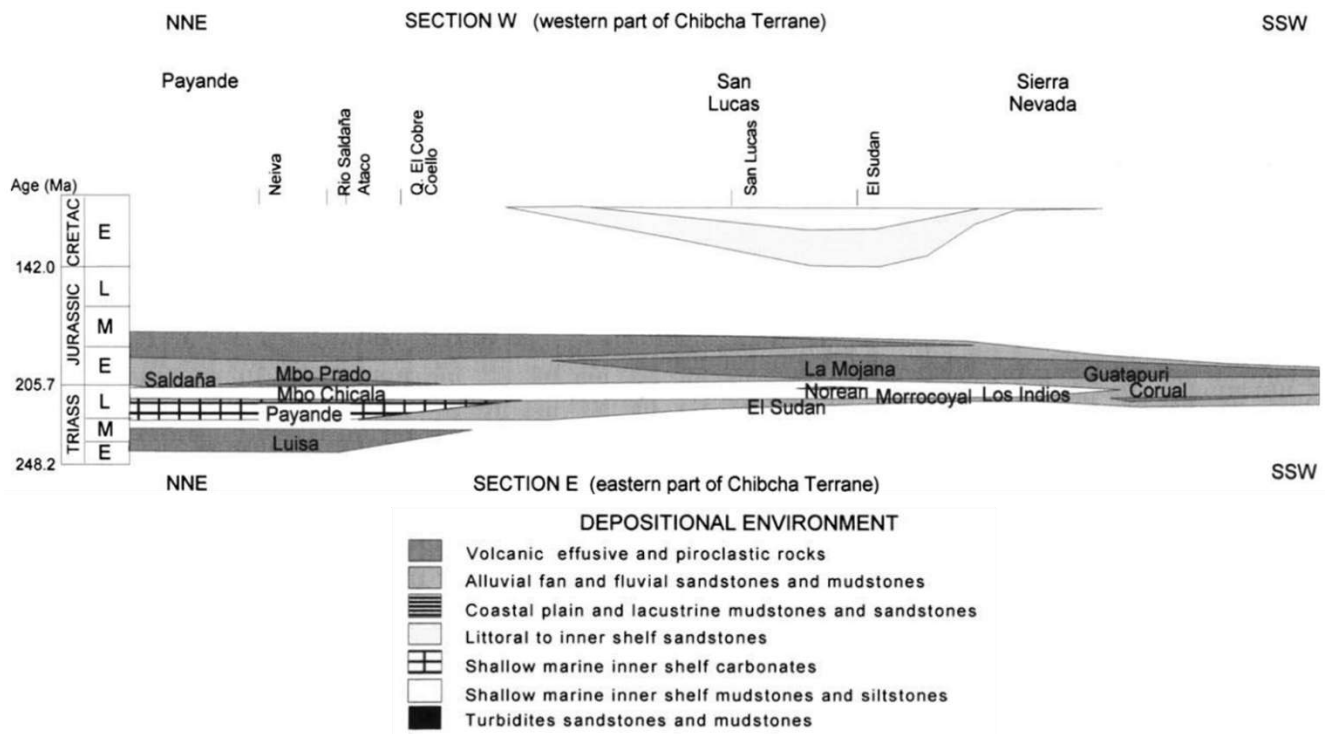


Figura 5. Secciones estratigráficas del Triásico-Jurásico (modificada de Mojica *et al.*, 1996). Geyer (1982), sin embargo, sugiere que las facies pobremente fosilíferas (Formación El Sudán) en el área de Ciénaga de Morrocoyal (norte de la Serranía de San Lucas) son triásicas y se correlacionan con la Formación Luisa del área de Payandé (Tomado y modificado de Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006).

Como resultado para la mitad Centro-Sur de Colombia, se extiende una franja calcárea con sentido NE-SW incluida dentro del VSM correspondiente a los depósitos de la Formación Payandé (Trumpy, 1943; Hubach, 1957; Raasvelt & Carvajal, 1957; Bürgl, 1961; Geyer, 1973; Cediél *et al.*, 1980; Mojica, 1980; Allen, 1989; Mojica *et al.*, 1996; Cáceres *et al.*, 2003), desde la región de Rovira-Payandé hasta Chaparral-Ataco. Actualmente, el VSM es la depresión geomorfológica interandina que separa las cordilleras Central y Oriental, en cuyos límites aparecen fallas inversas y de cabalgamiento, generadas por la deformación del Cenozoico, correspondiente a la tectónica compresiva del evento orogénico andino, según el SGC y la UIS (2014) los levantamientos rápidos en sectores de la Cordillera Central (Mojica & Franco, 1990) fueron los que propusieron la inversión de las fallas normales originadas durante la fase de *rift* y la aparición de nuevas fallas de cabalgamiento.

De manera local, hay registro de la mencionada actividad tectónica, en la región de estudio se presenta una alta complejidad estructural; Fuquen *et al.* (1993) en la Memoria Explicativa de la Plancha geológica 282 en el apartado de Geología estructural diferencian tres bloques tectónicos limitados por fallas regionales, de oriente a occidente: Bloque Ataco-Coyaima, Bloque Chaparral- Alto de Calarma y Bloque Alto el Pijao. El área de estudio se encuentra incorporada en el bloque dos (Bloque Chaparral- Alto de Calarma), que se ubica en el occidente de la plancha, allí, en la parte norte del bloque ocurren fallas de cabalgamiento de vergencia occidental, las cuales repiten rocas del Triásico y Jurásico que cabalgan sobre rocas del Cenozoico (Fuquen *et al.*, 1993).

Puntualmente, la exposición de las franjas de rocas mesozoicas precretácicas al sur de Chaparral (Fig. 6) se relacionan estructuralmente de la siguiente manera: en la parte más occidental, a el trazo de la Falla Guanábano que pone en contacto el Batolito de Ibagué con la Formación Payandé, esta falla es una falla cabalgante de vergencia suroriental; por otra parte, un poco más oriental a la Guanábano, está la Falla Copete, la cual afecta a la sucesión litológica mesozoica, correspondiente a los bloques de la Formación Payandé y la Formación Saldaña, esta falla no sufrió inversión en la deformación del Cenozoico debido al alto grado de verticalidad que presenta, se menciona que su trazo puede ser proyectado bajo los

En lo que se refiere, a la parte norte del denominado bloque estructural Chaparral-Alto Calarma, ocurren fallas de cabalgamiento de vergencia occidental, las cuales repiten las rocas del Triásico y Jurásico que cabalgan sobre rocas cenozoicas.

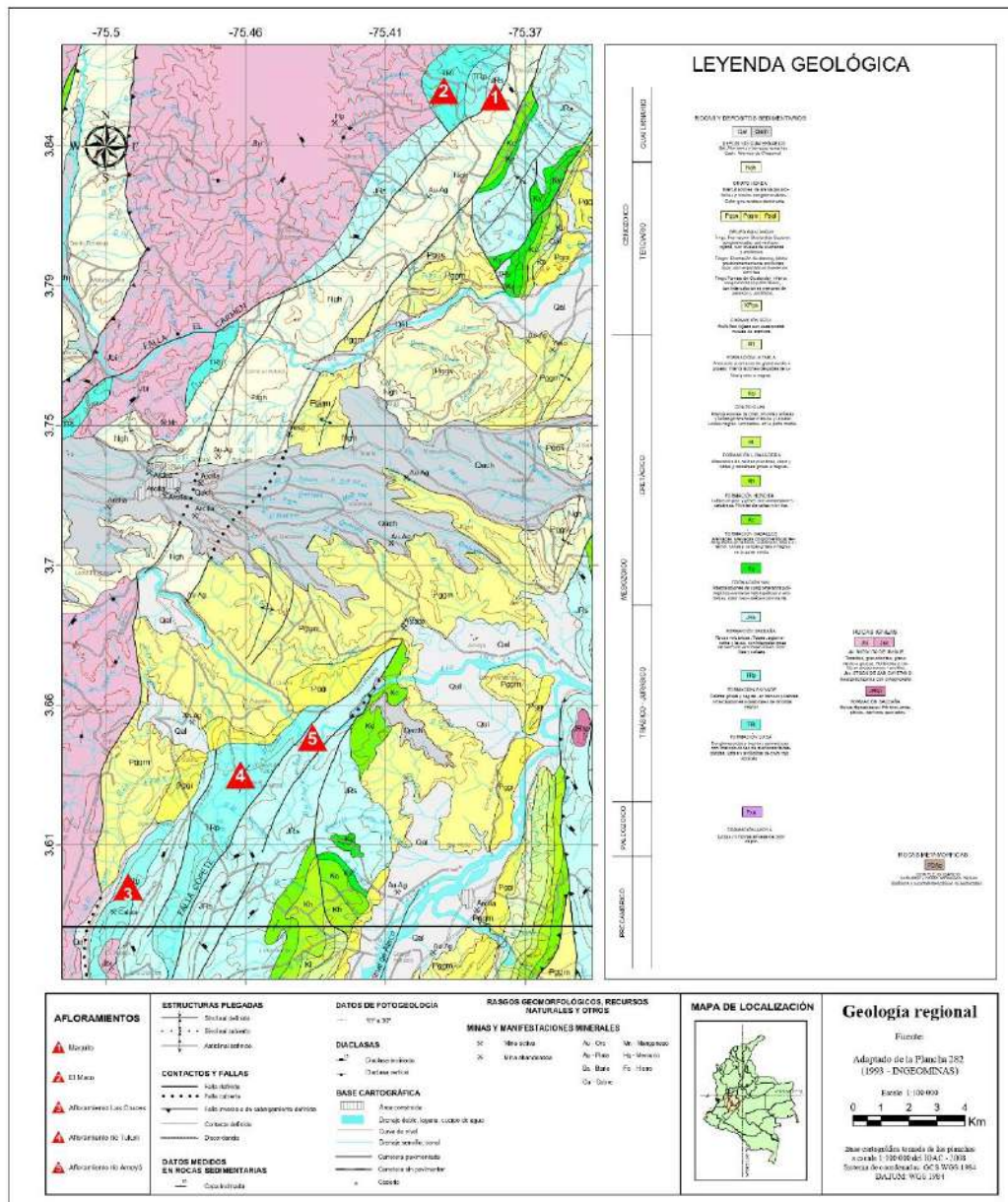


Figura 6. Mapa geológico para el área de Chaparral-Ataco. Modificado de la plancha 282 Chaparral (Carvajal *et al.*,1993).

4 Nomenclatura de la unidad litoestratigráfica

La sucesión litológica mesozoica precretácica del VSM es reconocida desde hace más de 90 años en la región entre Payandé y Rovira por el geólogo Otto Renz (en Trumpy, 1943), quién identifica por primera vez a la unidad triásica así: *"Marine Triassic was found north of Chaparral at Payandé, Between the Coello and Luisa Rivers the basement of the Central Cordillera is unconformably overlain by a series of porphyritic red beds with a 400-meter-thick limestone chert formation between. This formation has been called the Payande"* (Trumpy 1943, p. 1297), y la define litológicamente de la siguiente manera: *"Conspicuous is a gray limestone, partly sandy or siliceous, with intercalations of brown, partly tuffaceous cherts. It is cut by many dikes of gray-green porphyrite, causing strong contact metamorphism"* (Trumpy 1943, p. 1297). Además, en su columna generalizada del precretácico entre el Río Coello y Río Luisa, reconoce a esta unidad con el nombre de *"Payandé Formation"* y a sus unidades adyacentes como, el *"pre Payandé red beds"* y *post Payandé red beds"*, capas de origen continental.

Luego, Suescún & Taborda (1949) hacen el uso de la designación "Series de Payandé" para describir cinco zonas litológicas, de las cuáles cuatro, las denominadas "A,B,C,D" corresponden a la sucesión estratigráfica triásico-jurásica de la parte sur del este de la Cordillera Central (Barrero en Julivert *et al.*, 1968, p. 370), que integra la división tripartita de Renz en Trumpy (1943); más tarde, en reemplazo, Hubach (1957) incluye el término "Grupo Payandé", utilizado también por Bürgl (1961) para las rocas mesozoicas precretácicas de Payandé y Chaparral.

Mojica (1980) indica que Nelson (1959) es quién emplea por primera vez el término actualmente formal "Formación Payandé", para la sucesión de calizas del Triásico, no obstante, como se menciona al inicio, ya Renz en Trumpy (1943) había utilizado el término para nombrar y definir a la unidad litoestratigráfica; como bien menciona Barrero en el Léxico estratigráfico de Julivert *et al.* (1968), es Nelson (1959, p.30) quién retorna al nombre original de Formación Payandé asignado a las rocas calcáreo-silíceas del Triásico, además, realiza la acepción del término relacionado a la localización de su localidad tipo.

Posteriormente, el uso de los términos informales Pre-Payandé y Post-Payandé resultan inválidos (Mojica & Llinas,1984), dadas las dificultades sujetas a la definición de los límites estratigráficos de las tres unidades y la diferencia de estas, cuando la unidad calcárea está ausente, o bien cuando las unidades adyacentes afloraban parcialmente o de forma aislada. De esta forma, Cediel *et al.* (1980) hacen la distinción respectiva y proponen la nomenclatura: Formación Luisa (Geyer, 1973), Formación Payandé y Formación Saldaña (anteriormente llamada Formación el Salitre; Geyer, 1973).

Por último, para la Formación Saldaña, Mojica & Llinás (1984) y Mojica & Dorado (1987) separan esta unidad en dos miembros: el conjunto inferior de tipo sedimentario calcáreo, como Miembro Chicalá y el superior de litología volcánica, Miembro Prado (no definido formalmente) (Rodríguez *et al.*,2016).

Por el contrario, a lo dicho previamente por Mojica & Llinás(1984), en el trabajo geológico de Rodríguez & Rodríguez (1990) y en el artículo de Rodríguez *et al.* (1995) donde se describen las “Rocas Sedimentarias de Monte Frio” aflorantes al suroccidente de Natagaima (Tolima), en la vía a la vereda Montefrío, Quebrada Monte Frío o Nacaroco, sucesión que ubican en la base de la secuencia volcanosedimentaria de la Formación Saldaña, describiendo fauna fósil de ostrácodos del Liásico o Jurásico inferior; indican que estas sedimentitas están estratigráficamente localizadas por encima de la Formación Payandé y del Miembro Chicalá, lo que los llevó a considerar al Miembro Chicalá y las Rocas Sedimentarias de Monte Frio como el techo de la Formación Payandé, acorde con la definición original de Renz en Trumphy (1943). De esto último, se realizará una ampliación en el capítulo de Análisis y discusión de resultados, como una revisión a la luz de las normas internacionales de procedimiento estratigráfico, sobre lo que se debe considerar acerca de la litoestratigrafía de la unidad calcárea producto del mar Triásico colombiano, y adrede de su nomenclatura.

RENZ EN TRUMPY (1943)				SUESCÚN & TABORDA (1949)		HUBACH (1957)		NELSON (1959)		BARRERO (1968)		GEYER (1973)				CEDIEL <i>et al.</i> (1980)		MÓJICA & LLINÁS (1984)			RODRÍGUEZ <i>et al.</i> (1995)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
TRIÁSICO	Inferior	Medio	Carniano	Noriano	Post-Payandé Red-Beds	JURÁSICO	ZONA D	JURÁSICO	Capas Rojas Posteriores al Payandé	JURÁSICO	Formación Post-Payandé	JURÁSICO	Formación Post-Payandé	JURÁSICO	Inferior	JURÁSICO	Inferior	Formación Saldaña	JURÁSICO	Formación Saldaña	JURÁSICO	Inferior	Formación Saldaña																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
					Payandé Formation																			ZONA C	Formación Payandé	TRIÁSICO	Noriano	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé	TRIÁSICO	Formación Payandé

5 Estado del arte de la Formación Payandé

5.1 Características estratigráficas

La localidad tipo de la Formación Payandé puede relacionarse a los alrededores del corregimiento de Payandé municipio de San Luis (Tolima), entre los ríos Coello y Luisa, donde se identificó por primera vez (Renz en Trumpy, 1943). En los diferentes estudios realizados no se menciona una sección donde aflore la totalidad de esta unidad litoestratigráfica triásica, no obstante, la unidad es más completa en los alrededores del Caserío el Salitre al SW de Payandé (Barrero en Julivert *et al.*, 1968), cuya sección se ubica en la carretera Rovira-Santa Rosa y vía Cerro de San Antonio, 5 km al noreste de Rovira. En la memoria de la plancha 282 Fuquen *et al.* (1993) indican que Geyer (1973), propone como localidad tipo los afloramientos ubicados 1.5 km al N de Payandé, a lado y lado del río Coello, pero allí no se reconoció ni la base ni el techo de la formación, por lo que Cediél *et al.* (1980), consideraron este afloramiento como una sección de referencia.

En las diferentes secciones se presentan variación de espesores, atribuidos a las relaciones de campo que incluyen una historia de deformación por tectonismo e intrusiones de rocas ígneas de composición intermedia del Jurásico, que metamorfosearon parte de la sucesión calcárea (Trumpy, 1943; Barrero en Julivert *et al.*, 1968; Geyer, 1973; Mojica, 1980; Cediél *et al.*, 1980), así como a la difícil definición de las relaciones estratigráficas con sus unidades adyacentes. Además de lo anterior, la medición de columnas estratigráficas está supeditada al acceso a las zonas donde aflora y a la continuidad de las transectas dónde se puedan levantar secciones estratigráficas, por ejemplo, Gómez (2003), menciona que intentaron levantar columnas para el área de los ríos Baché, Bachecito y San Miguel y al sur de Gaitania sobre la carretera Puerto Tolima – Gaitania pero el espesor de la unidad no fue posible determinarlo, por cuanto la zona en donde aflora es muy boscosa y de difícil acceso.

De acuerdo con los valores reportados, para el N de Chaparral en Payandé, entre los ríos Coello y Luisa, Renz en Trumpy (1943) registra 400m, así mismo, en la geología del área de Payandé Suescún & Taborda (1949) para la “zona C” de las Series de Payandé, equivalente

a la Formación Payandé (Tabla 1) registran unos 800 m, por otro lado, Nelson (1959) indica que la formación posee 600m al norte del Caserío de San Antonio, Bürgl (1961) concuerda con este valor. Otro valor estimado, corresponde al de Mojica & Dorado (1987), quienes observaron en los alrededores de Payandé, dos conjuntos predominantemente calcáreos, uno inferior cercano a 150m expuesto en la Quebrada Aguirre y otro superior, con un espesor mucho mayor, entre 400 y 500m. En comparación, para la región de Ataco-Chaparral, Cediél *et. al.* (1980) estiman entre 650 a 700 m a partir de integración de columnas y de cortes geológicos del camino a la Cuchilla El Diamante, Quebrada El Copete, carretera Chaparral-Las Señoritas, Quebrada Cacaos y otras.

Geyer (1973) menciona que de acuerdo con Gansser (s.f.) en un informe para la compañía Shell de Colombia, el espesor de la formación es de 150m, en concordancia con los 110m que el midió en Chaparral, para un levantamiento de forma local en la sección de la Cueva de Tuluní. También Senff (1995), trabajó allí e ilustró tres perfiles de columnas estratigráficas locales para estudio de microfósiles, aguas abajo de la cueva, en convergencia con el río Amoyá, con espesores de 22, 30 y 63 m. Aunque, en Perilla (2018) se reportan 389m de sucesión, con un levantamiento más completo a lo largo de la Quebrada Tuluní, que hace parte de la presente investigación. Posteriormente, en la Quebrada El Aserradero y la loma El Copete, Valdivieso (2019) ilustra 230m de columna, presentando un esquema dónde discrimina sólo 100m para lo que identifica como Formación Payandé y el restante como “rocas mixtas” del Miembro Chicalá de la Formación Saldaña.

En cuanto a los límites con las unidades triásicas y jurásicas del VSM, hay variaciones acerca del carácter de estos. Con la unidad infrayacente, la Formación Luisa, es definido por Renz en Trumpy (1943) como discordante con la “*series of porphyritic red beds*”, de manera similar, para Barrero en Julivert *et al.* (1968), el límite inferior es francamente discordante, aunque su visibilidad varía en algunas localidades; a su vez, Nelson (1959) distingue el carácter del límite como ligeramente discordante, y observa para estas unidades inclinaciones moderadas hacia el SE en la Quebrada Aguirre al nororiente de Payandé, en el norte del Caserío de San Antonio y al sur del Río Luisa en Rovira; contrariamente, Mojica & Dorado (1987, p. 94), indican que a lo largo de la Quebrada Aguirre la Formación Payandé cubre de manera concordante los conglomerados de la Formación Luisa. Cediél *et al.* (1980) señalan

que, en los alrededores de Rovira la Formación Payandé yace discordantemente sobre conglomerados brechosos y arenitas de la Formación Luisa, asimismo, Gómez *et al.* (2002) afirman que el contacto con la infrayacente Formación Luisa es discordante.

Por otro lado, para el contacto superior, Renz en Trumpy (1943) define una transición del Payandé marino a la unidad vulcanosedimentaria (Formación Saldaña). Barrero en Julivert *et al.* (1968, p. 371) menciona que este límite no se ha podido establecer claramente, mientras que para Nelson (1959), al igual que para Renz, presenta una transición entre las rocas calcáreas y la serie roja continental de la Formación Saldaña. Para Cediél *et al.* (1980), existe una dualidad de la naturaleza del límite, para la región de Ataco-Chaparral, es de carácter discordante y varía a transicional para el área de Payandé (sección del río Luisa).

Igualmente, la observación de este comportamiento para el área de Payandé-Rovira, fue notada por Mojica & Llinás (1984), quienes refieren que se ha comprobado, que el paso es transicional de las Calizas de Payandé al miembro inferior de la Formación Saldaña, Miembro Chicalá (predominantemente calcáreo), esta transición se caracteriza por la presencia de niveles de conglomerados de cantos de caliza, limolitas verdosas, olistostromas calcáreo-limosos y esporádicas capas rojas, estos autores indican que este contacto transicional posiblemente se encuentre en otras regiones donde afloren estas unidades; según las observaciones de Mojica & Dorado (1987, p. 94) en la Quebrada Chicalá, al W de Payandé, se establece el paso de la Formación Payandé al Miembro Chicalá de manera concordante, y está marcado por la aparición de espesos bancos de brechas con cantos angulares de caliza, olistostromas calcáreos-limolíticos, estos últimos interpretados como resultado de mezcla caótica de capas de limolitas gris-verdosas y conglomerados de cantos de caliza. Dicho lo anterior, Gómez (2003) señala el carácter transicional del contacto suprayacente con la Formación Saldaña, este contacto fue observado en una cantera abandonada sobre la carretera Gaitania - Planadas y sobre el río Baché, mencionando que se reconoce por la presencia de conglomerados de guijarros, formados por cantos de calizas y tobas en una matriz arenosa de color rojo e intercalaciones de capas rojas y calizas de escala centimétrica a métrica.

Para la sección Tuluní, se encuentran bancos de calizas alternados con laminillas de margas, correspondientes a la parte superior de la Formación Payandé en contacto fallado con el material vulcanosedimentario pseudoestratificado, típico del Miembro Prado de la Formación Saldaña (Perilla, 2018).

Mientras que Valdivieso (2019), en la sección de la Quebrada El Aserradero, no encontró en la transición de la Formación Payandé al Miembro Chicalá, que allí reconoció, ni los conglomerados calcáreos, ni los olistostromas calcáreos limosos citados por Cediel *et al.* (1980), Mójica & Llinás (1984), Mójica & Dorado (1987) y Gómez (2003), los cuales marcan el cambio notable de la sedimentación, estableciendo a su criterio el límite por la aparición de roca vulcanosedimentaria.

Carvajal *et al.* (1993), en la memoria de la plancha 282, señalan que, para el área sur de Chaparral, la Formación Payandé se encuentra en contacto fallado con el Batolito de Ibagué, y con la Formación Saldaña, el contacto es discordante.

Para estas definiciones del límite superior de carácter transicional que presentan los distintos autores, es importante tener en cuenta que, en el presente trabajo el “Miembro Chicalá” y las Rocas Sedimentarias de Montefrío se acepta incluirlas como parte alta de la Formación Payandé como lo indican Rodríguez *et al.* (1995) y Rodríguez *et al.* (2016) tal como se expuso en el capítulo de nomenclatura y como se discutirá más adelante en el capítulo de interpretación y discusión de resultados.

5.2 Litología, facies y contenido fósil

Las rocas calcáreas de la Formación Payandé son esencialmente micritas y biomicritas, que incluyen fósiles registrados por Renz (en Trumphy, 1943), Trumphy (1944), Suescún & Taborda (1949), Bürgl (1961), Geyer (1973), Senff (1982), Senff & Prössl (1992), Senff (1995), Cediel *et al.* (1980), Mójica & Dorado (1987), Perilla (2018) y Valdivieso (2019).

Fauna marina del Triásico superior ha sido reportada desde antes de ser definida la unidad litoestratigráfica Formación Payandé, ya que Lindig en 1885 encontró un ejemplar del bivalvo *Pseudomonotis ochotica* cerca de Chaparral descrito por Mojsisovics (Trumphy,

1944). Aparte de esto, Olsson en Jenks (1956) indica que la presencia del Triásico superior con *Pseudomonotis* fue reportada por Diener & Jaworski (1922) proveniente del Río Amoyá cerca de Chaparral, por lo que seguramente provienen de la Formación Payandé.

Inicialmente, fue descrita por Renz en Trumphy (1943, p. 1297) como una sucesión marina, constituida por calizas grises, en parte arenosas y silíceas, con intercalaciones de chert. La caliza, localmente se encuentra metamorfizada a mármol, con wollastonita. En cuanto al contenido fosilífero Renz reporta, para la parte inferior, fósiles de gastrópodos, bivalvos del género *Myophoria*, crinoideos del género *Pentacrinus* y equinoideos; para la parte media amonitas pequeñas: *Nevadites sutanensis*, *N. cf. lissoni* y *Anolcites dieneri* Diener & Jaworski (1922); y para la parte superior *Pseudomonotis ochotica* Keyserling, estos bivalvos son típicos del Noriano o Triásico superior, y permiten hacer una correlación con las calizas Suta de Perú.

Suescún & Taborda (1949, p.10) a la formación la caracterizan como una serie de calizas carbonáceas, en parte lidíticas, con intercalaciones de arcillas pizarrosas calcáreas y carbonáceas, presentan grietas con calcita, con mármoles por intrusiones. Para la parte superior, respecto a la fauna triásica de la zona recolectada por Renz (Trumphy 1943), sólo pudieron reconocer restos del pelecípodo *Myophoria* y unas amonitas mal conservadas que asemejan al género *Arietites*.

Para Nelson (1959), esta sucesión consta de calizas de color azul grisáceo a oscuro, con algunos horizontes alternados con lutitas y cherts negros; también, presencia de brecha calcárea. La caliza es frecuentemente arenosa y la mezcla con sedimentos autóctonos puede ser tan alto que la roca sea más bien una arenisca calcárea. Barrero en Julivert *et al.* (1968, p.371) realiza la diferenciación de las Calizas de Payandé, puesto que para este autor la formación no es exclusivamente calcárea y se hace necesaria la división de esta en dos partes. La parte inferior integra una arcosa basal, y una potente masa de calizas con intercalaciones muy delgadas de chert negro. La parte superior es una alternancia de arcosas, chert gris, cuarcitas y en menor proporción delgados bancos de caliza. Estos dos conjuntos se pueden diferenciar en el campo más que todo por los aspectos de su meteorización.

Entretanto, Geyer (1973), con su trabajo bioestratigráfico, hace la división de la unidad en tres partes, de tal manera que, en la parte inferior, ubica las “Calizas de Payandé”, que incluye calizas macizas grises y azulosas, con crinoideos, erizos regulares, algunos braquiópodos (terebratulidos) y gastrópodos de torre, con restos de *Megalodon* sp., que definen una facies producto de un ambiente sedimentario marino de poca profundidad, parcialmente influido por corrientes, Mojica (1980) indica que *Megalodon* es plenamente conocida por su asociación u ocurrencia en los alrededores de zonas arrecifales. Para la parte intermedia, denominada “Nivel Amonítico”, registra amonoideos clasificados como *Metasibirites annulosus* y *M. tolimensis*, *Discophyllites*?, junto con heteromorfos del género *Rhabdoceras*, estas formas son representativas del Noriano. Por último, en la parte superior designa un nivel de “Caliza Lidítica”, integrada por calizas silíceas con nódulos oscuros de sílice, con variación de calizas arenosas a margas; la presencia de *Monotis subcircularis* en este nivel superior, permite reconocerlo como el nivel “Calizas de Monotis”, sinónimo para “Caliza Lidítica de Payandé”, según Geyer (1973) esta facies caracterizada por el contenido de restos de conchas de *Monotis* que no están rotas. Además, el geólogo alemán en su obra, describe restos de un nautiloideo del género *Oxynutilus*, otros bivalvos de los géneros *Costatoria*, *Gruenewaldia* y *Myophorignonia*, aparición de braquiópodos de los géneros *Spiriferina*, *Coenothyris* y *Wittenburgella*, un gastrópodo del género *Zygopleura* y otros más grandes y lisos.

Para las Cuevas de Tuluní-Chaparral, Geyer (1973) diferenció calizas encriníticas para la parte inferior y calizas de *Monotis* para la parte superior, sin poder encontrar un “Nivel amonítico”, contrario a esto, en el W del río Amoyá donde converge la Quebrada Tuluní, Senff (1995, p. 38) encuentra *Metasibirites annulosus* Mojsisovic y *Metasibirites tolimensis* Geyer; luego, en Perilla (2018) se encontraron amonitas en los bancos de caliza del lado E del río Amoyá, así como más al SW dentro de la sección Tuluní, para esta sección estratigráfica se proponen 6 segmentos, en donde los segmentos basales coinciden con los del trabajo de Geyer (1973) en este sitio, y como novedad, un tercer segmento es el que contiene amonitas juveniles del género *Metasibirites*.

Cediel *et al.* (1980), presentan las características litológico-faciales, dividiendo a la formación en tres segmentos equivalentes a los propuestos por Geyer (1973): para el

segmento inferior, calizas nodulosas, fracturadas y rellenas por calcita, algunos bancos margosos y en la base calizas arenosas; el segmento intermedio, consta en su mayoría por calizas margosas y arenosas, en la parte central de este segmento se presentan brechas con cantos de caliza y capas con nódulos de chert oscuro, en el tope intercalaciones arcillosas. Finalmente, en el segmento superior, calizas margosas y margas arcillosas, en delgadas capas; lateralmente se reemplazan por calizas brechosas con niveles arenosos y arcillosos; además, señalan que la parte terminal de la formación está compuesta por shales negros piritosos y arcillolitas oscuras, a los que suprayacen conglomerados con cantos de calizas, expuestos en la quebrada Chicalá. Según Mojica (1980) la presencia de niveles con restos carbonosos y de *shales* bituminosos sugiere en el ambiente de sedimentación circulación restringida y vecindad de la línea de costa, por otra parte, la ocurrencia de potentes niveles de brechas calcáreas en la transición de la Formación Payandé a la Formación Saldaña puede indicar el comienzo de procesos tectónicos conducentes a la aparición de pendientes fuertes dentro del área de sedimentación. A los fósiles ya descritos por Geyer (1973), se registran hallazgos de corales hermatípicos y briozoos en la Quebrada Copete, región de Atacochaparral y Quebrada Chicalá al SW de Payandé (Cediel *et al.*, 1980).

Mojica & Dorado (1987) para la Formación Payandé, definen dos conjuntos, el conjunto inferior consiste de una alternancia de limolitas silíceas oscuras, a veces arenosas, con bancos de caliza compactas, en capas delgadas, localmente cortada por diques ígneos que causan marmorización en ellas, caracterizadas, además por su aspecto noduloso o de “estructuras en ojos”; mientras que, el conjunto superior, está constituido por calizas negras, compactas, en capas de metros que hacia el tope contienen nódulos de chert negro y niveles fosilíferos, incluye braquiópodos, gastrópodos, bivalvos, crinoideos, corales hermatípicos y amonitas. Además, estos autores, reportaron una nueva localidad fosilífera en la cantera de explotación de Cementos Diamante, que presentan las mismas amonitas de la localidad de Renz y otros géneros no determinados, allí establecen que el nivel de amonitas se encuentra unos 50m por debajo del techo de la formación.

En lo que se refiere a microfósiles hay reportes de foraminíferos, conodontes, fragmentos de equinodermos, coprolitos de crustáceo, ostrácodos, espículas de esponjas, esporas, restos de bivalvos y dientes de peces (Senff 1982; 1995; Senff & Prössl; 1992). Los trabajos de Senff

(1982; 1995), Senff & Prössl (1992) y Blau & Senff (1993) describen las microfacies y hacen una caracterización de la microfauna, de las que se destaca la presencia del foraminífero bentónico *Diplostromina subangulata* Kristan-Tollmann, que tiene distribución mundial en sedimentos del Noriano y Rhaetiano; también registran *Tolypammina gregaria*, *Planninvoluta carinata*, *Nodosaria ordinata*, *Glomospira regularis* y *G. sinensis*. Para Mojica *et al.* (1996) estos microfósiles “constituyen una evidencia importante de un intercambio faunístico durante el Triásico superior entre el Tethys y la parte oriental de Panthalassa”.

En Perilla (2018), se encontró la fauna característica del Triásico superior, mencionada en los trabajos anteriores y se define específicamente para el Noriano *Monotis subcircularis* y *Metasibirites*, también, el primer reporte de nautiloideo *Cenoceras* para Colombia, típico de finales del Triásico (Kummel, 1959), así como contenido de foraminíferos comparativos con ejemplares del Triásico superior de Norte América y Europa.

Ciertamente, como indica Geyer (1982), la asignación temporal de la formación se refiere al trabajo bioestratigráfico de Geyer (1973), pues por su registro fósil se puede considerar del Noriano superior (?) a Rhaetiano, y como evidencias fósiles más antiguas del Triásico superior no han sido comprobadas. En compendio, con el estado actual del conocimiento de la Formación Payandé, según los autores y sus investigaciones paleontológicas, se puede asegurar que al menos el tramo superior de la formación, que incluye al Nivel amonítico y al Nivel de *Monotis* (Geyer, 1973; Cediell *et al.*, 1980), corresponde al Triásico superior (Noriano), es decir, que cómo lo indican Senff & Prössl (1992), Mojica (1980) y Geyer (1982), el alcance temporal de esta unidad litoestratigráfica no está, entonces, exactamente definido.

Así, Valdivieso (2019) en la Quebrada Copete reconoce una sucesión calcárea, que define como parte de la Formación Payandé y del Miembro Chicalá, allí, halla bivalvos monotidos y clasifica amonitas de los géneros: *Rhabdoceras*, *Peripleurites* y especímenes de la familia Metasibiritidae. Dichos ejemplares de amonoideos los asigna para lo que el reconoce como el Miembro Chicalá, de los cuales, en el presente trabajo está en discusión su identificación (Ver capítulo de Interpretación de resultados y discusión).

5.3 Desarrollo paleogeográfico y ambiente de depósito

La correlación por el contenido faunístico de la Formación Payandé con el Triásico de Perú se remonta desde Renz en Trumphy (1943), pero es Trumphy (1944) quién indica que esta unidad triásica posiblemente se extienda al Sur de Colombia, hasta el Perú y Ecuador, lo cual, es muy probable.

Por otro lado, acerca de la proveniencia es Nelson (1959) quién indica que los componentes terrígenos de esta formación calcárea comparten fuente con la formación infrayacente, es decir, se derivan de la erosión de la cordillera Central, este autor concluye que se tuvo lugar en un mar poco profundo, con aporte de sedimentos clásticos, derivados de la progresiva denudación de la cordillera Central, que debe haber sido una masa continental emergente. A esta idea, Barrero (1969, p.153) afirma: *“teniendo presente que a la Formación Prepayandé, la cual es rica en clastos de rocas de la Cordillera Central, se ha asignado una edad Triásico Inferior (Nelson, 1957), es lógico concluir que la Cordillera existía como área emergida desde fines del Paleozoico”*. Igualmente, Bürlg (1961) coincide con la idea de que la fuente de aporte es la cordillera Central. Lo anterior, podría explicar que no se hallen exposiciones de rocas triásicas sobre el eje de la cordillera Central, pues no hubo sedimentación sobre la misma al estar emergida para el Mesozoico precretácico (Mojica, 1980); sin embargo, la otra posibilidad, es la de terrenos sujetos a erosión.

En este sentido, la reconstrucción paleográfica que más se ajusta es la de Geyer (1973) con la ingresión marina del Triásico a través de un corredor denominado *“Nariño Strasse”*, desde el SW hacia el NE, el cuál comunicaba una franja del borde E de la Cordillera Central de Colombia con el aquel entonces Océano Paleopacífico, esto basado en las características faciales de la sucesión calcárea y su posible extensión al sur, pudiéndose correlacionar litológicamente y por el contenido fósil, con unidades de Perú y posiblemente de Ecuador.

Geyer (1982) distingue seis *“unidades magnafaciales”* de las formaciones mesozoicas de los Andes Septentrionales, las primeras tres corresponden al Triásico, según Geyer las formaciones triásicas y jurásicas, se distribuyen así: *“Magnafacies I, areniscas y conglomerados rojos con intercalaciones de evaporitas y vulcanitas, Formaciones Mitú, Luisa, El Sudán; Magnafacies II, predominantemente rocas calcáreas, Formaciones Pucará,*

Santiago, Payandé, Batá, Morrocoyal; Magnafacies III, vulcano-piroclástico-sedimentaria principalmente de colores rojos, Formaciones Sarayaquillo, Chapiza, Saldaña, La Mojana, Corual-Guatapurí, Girón, La Quinta” (Tabla 2).

		PERÚ CENTRAL Junín, Cerro de Pasco, Huánuco	PERÚ SEPTENTRIONAL Amazonas, Cajamarca, Lambayeque	ECUADOR Morona-Santiago	COLOMBIA MERIDIONAL Putumayo	COLOMBIA SUR-CENTRAL Tolima-Huila	COLOMBIA NOR-CENTRAL Bolívar-Boyacá	COLOMBIA SEPTENTRIONAL Y NOR-ORIENTAL Magdalena Santander Cesar
JURÁSICO	141 m.a.							
	Superior	Sarayaquillo (=Post-Pucará)	Sarayaquillo/Chapiza (=Post-Pucará)	Chapiza (=Post-Santiago)	"Redbeds de Mocoa"	Saldaña (=Post-Payandé)	La Mojana	Corual Guatapurí Girón
	Medio	Chunumayo						
		Condorsinga						
	Inferior	Pucará	Pucará	Santiago			Morrocoyal Batá	
		Aramachay	Suta					
			Chilingote					
		Chambara	Utcubamba					
						Payandé		
TRIÁSICO	S	Retiano						
		Noriano						
		Carniano						
	M	Ladiniano						
		Anisiano						
PÉRMICO	I	Escytiano	Mitú (=Pre-Pucará)	Mitú (=Pre-Pucará)		Luisa (=Pre-Payandé)	El Sudán	

Tabla 2. Comparación estratigráfica del Triásico Norandino. Magnafacies I: Mitú, Luisa, El Sudán; Magnafacies II: Pucará, Santiago, Payandé, Batá, Morrocoyal; Magnafacies III: Sarayaquillo, Chapiza (incl. Misahualli), Saldaña (incl. Yavi), La Mojana, Corual, Guatapurí, Girón (Venezuela Occidental: La Quinta). El Límite superior de la magnafacies III no corresponde en todos los casos con el límite entre los períodos Jurásico y Cretácico (Tomado y modificado de Geyer, 1982).

En Colombia en la región Sur Central, para los departamentos de Tolima y Huila en el VSM, estas magnafacies corresponden a: la Formación Luisa a la Magnafacies I, la Formación Payandé a la Magnafacies II y la Formación Saldaña a la Magnafacies III. La Formación Payandé es correlacionable con unidades de Perú, en el norte con la Formación Utcubamba y en el centro con la Formación Chambará, unidades del Grupo Pucará del Triásico superior (Chacaltana *et al.*, 2009), se registra para Perú, el molusco *Monotis subcircularis* y amonites de los géneros: *Rhabdoceras*, *Choristoceras*, *Peripleurites*, *Placites*, *Sandlingites*?, *Metasibirites*, *Sagenites* y *Arcestes*. Para Ecuador la presencia de esta facies calcárea del Noriano se relacionaba probablemente a la Formación Santiago, no obstante, algunos

estudios refieren para esta la temporalidad del Jurásico inferior (Litherland, 1994; Gaibor *et al.*, 2008; Romero-Cóndor *et al.*, 2023); Litherland (1994), indica que la unidad Piuntza es la primera unidad estratigráfica del Triásico reconocida que aflora en Ecuador, incluye bivalvos del género *Entomonotis* y *Costatoria*.

Como se mencionó en el marco geológico, el escenario más aceptado para la sedimentación de las rocas mesozoicas precretácicas en el ancestral VSM, es el del desarrollo de una cuenca tipo *rift* o graben supracontinental (Mojica & Macia, 1981), limitada por la antigua Cordillera Central, que por procesos tectónicos y de subsidencia, permitió el desarrollo de una cuenca marina poco profunda en el Triásico superior. Para Cediél *et al.* (1980) la sedimentación de la Formación Payandé corresponde a aguas de las zonas infra-y circalitoral, y las intercalaciones arenosas indican cercanía a la línea de costa, así que, sus características litológicas y fauna fósil, permiten inferir que hubo variaciones en la sedimentación (Geyer, 1973; Cediél *et al.*, 1980). La sucesión calcárea comienza con rocas evaporíticas (presencia de yeso) (Senff, 1995), capas arenosas y oolíticas de micrita y biomicrita, evidencian que se formaron en aguas de muy poca profundidad. Para Geyer (1973), la preservación de ejemplares completos de fósiles, como los *Monotis*, sugieren un ambiente de aguas tranquilas, conjuntamente con las facies que contienen el género *Megalodon*, las cuáles se pueden asociar a una zona de arrecifes. Por otra parte, las brechas calcáreas en la parte superior exhiben procesos de erosión o derrumbes subacuáticos (Cediél *et al.*, 1980; Mojica & Llinás, 1984).

Sintetizando, el ambiente de depósito es considerado marino, de aguas someras de hasta 200m (Senff, 1995) y cercano a la línea de costa. Desde luego, se plantea la reconstrucción paleogeográfica y el escenario tectónico para aproximarse a un entendimiento del ambiente de sedimentación, no obstante, como Mojica (1980) señala hay que considerar que aún no se tienen argumentos definitivos, que permitan decidir acerca de la ingresión marina del Triásico hacia el VSM y de la evolución de la cordillera Central.

Es entonces, el origen y los recorridos de las invasiones marinas, uno de los problemas que más ha costado para las reconstituciones paleogeográficas del Mesozoico inferior. Aun teniendo algunas formulaciones de esquemas como los de Geyer (1973), Mojica (1982) y

Cediel (1980), con hipótesis sobre la posición paleogeográfica de los brazos de mar que permitieron la transgresión marina sobre el basamento continental. Según Touissant (1996), el problema es complejo por el hecho de que las formaciones marinas no tienen continuidad longitudinal y a veces se encuentran aisladas en medio de sedimentos de ambientes continentales. Es probable que esta dificultad se deba a que las comunicaciones entre las diversas regiones eran muy estrechas por separación de bloques más elevados que actuaban como barreras.

6 Metodología

Para la realización del presente estudio que integra la caracterización estratigráfica, sedimentológica y paleontológica de la Formación Payandé en el área de Chaparral, se creó una línea base con los estudios realizados sobre la unidad, mencionados anteriormente en los capítulos de marco geológico, nomenclatura y de estado del arte, junto con la recopilación de aquellos trabajos más importantes del Triásico superior a nivel mundial que se puedan relacionar, específicamente corresponden a estudios en Norte América (Perrin, 1927; Silberling & Tozer, 1968; Tozer 1971,1979 ; Grant-Mackie & Silberling, 1990), en Europa (Hauer, 1860; Mojsisovics, 1893; Tatzreiter,1981), y en Suramérica (Jaworsky, 1922; Geyer,1982; Romero *et al.*, 1995; Rosas *et al.*,2015).

Además, el desarrollo de esta investigación precisó de conocimiento de campo, preparación de muestras y análisis de laboratorio e interpretación de resultados, de la siguiente manera (Fig. 7):

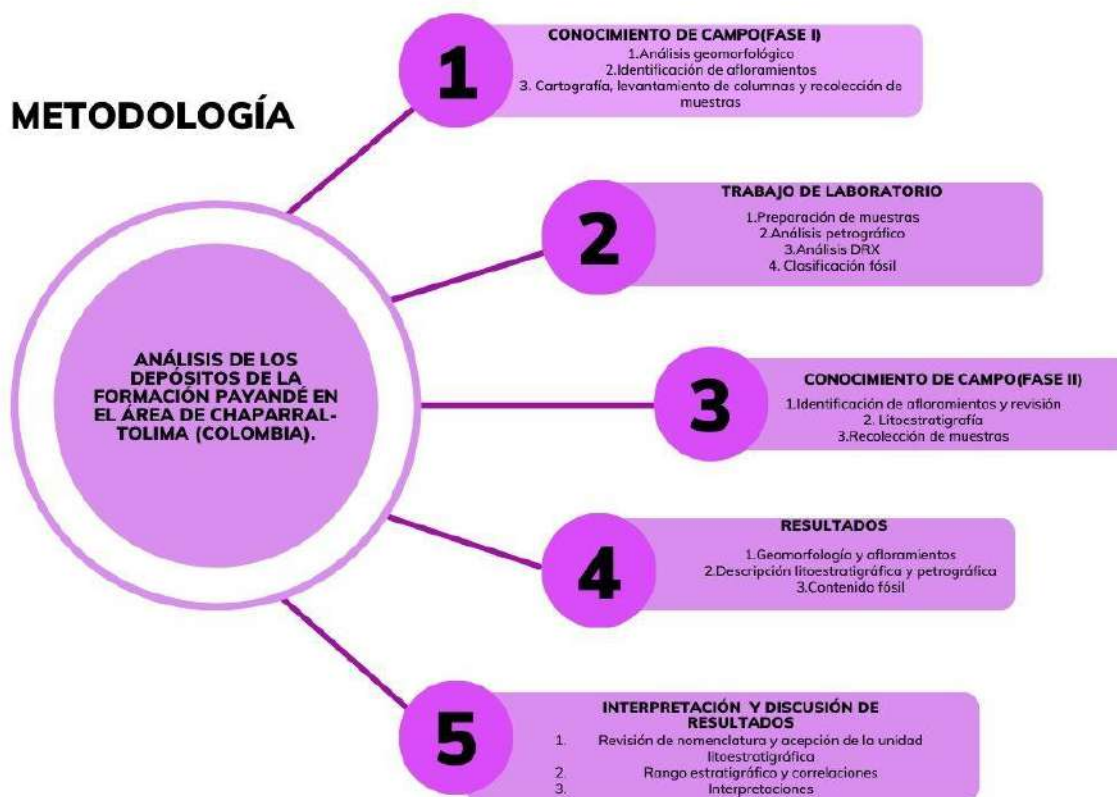


Figura 7. Metodología de la investigación.

Una fase I de campo realizada previamente en la asignatura “Campo VI: Prácticas de cartografía geológica” de pregrado de Geología de la Universidad Nacional de Colombia, semestre 2018-I. En la que se tomó como referencia cartográfica el trabajo de Geyer (1973), Raasveldt & Carvajal (1957) y la Geología de la plancha 282 Chaparral por Carvajal *et al.* (1993), allí en campo, se realizó el levantamiento de columna estratigráfica de la sección Tuluní y de las rocas aflorantes en cercanías del río Amoyá (vereda el Queso), la descripción de las columnas estratigráficas se realizó a escala 1:1000, con la toma de muestras, recolección de fósiles y caracterizaciones *in situ*. La medición consistió de manera directa por medio de bastón de Jacob modificado con láser y transportador para precisar la medida de espesores, utilizando cinta métrica y brújula, así mismo, se incluyó la localización con GPS y toma de datos estructurales; junto con el espesor de capas, se realizó una descripción macroscópica de las rocas, definiendo características importantes de los bancos de caliza como la estructura interna, contactos, entre otras.

Posteriormente, se siguió al trabajo en laboratorio, en el que se prepararon secciones delgadas, un total de 28 de las muestras referenciadas en las columnas estratigráficas (26 de la Sección Tuluní y 2 de Amoyá), aplicando el método de inspección petrográfica bajo microscopio petrográfico de luz transmitida, que se basa en un conteo de 300 puntos recorriendo la placa en cuadrículas de 1mm x 1mm. En la identificación de los restos fósiles en sección delgada se consideró como guía la memoria 77 publicada por “*The American Association of Petroleum Geologists*” (Scholle & Umer-Scholle, 2003), y los trabajos acerca de microfósiles de la Formación Payandé: Senff & Prössl (1992), Senff (1993), Blau & Senff (1993) y Senff (1995).

Se utilizó la clasificación de rocas sedimentarias calcáreas propuesta por Folk (1962), Dunham (1962), Embry & Klovan (1971); para las rocas mixtas la clasificación de Mount (1985) y para nódulos silíceos la clasificación de rocas silicificadas de Williams *et al.* (1954). En el análisis, para la interpretación y la definición, se tomó como guía el trabajo de Flügel (2010). Las características de microfacies para tener en cuenta bajo esta metodología son: matriz y granos, fábrica, tamaño de grano, fósiles y diagénesis; lo anterior, permite la clasificación específica, considerando los criterios de textura, reconocimiento de estructuras de depósito, composición y de contenido fosilífero, que describen los principales controles de depósito y biológicos y sugieren el ambiente principal de depósito.

También, se realizaron 7 análisis de composición mineralógica correspondientes a los segmentos de la columna de la sección Tuluní y 1 análisis de la Sección Amoyá, a través de difracción de rayos X (DRX) en el laboratorio de Caracterización Litogeoquímica del Departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Colombia. El método consiste en pulverizar la muestra y pasarla a través de un difractómetro (Equipo D2 Phaser-Bruker), utilizando software DIFRAC.EVA para la interpretación y cuantificación de los difractogramas, lo que permite identificar la composición mineral de la muestra y definir variaciones composicionales entre tipos litológicos y facies sedimentarias, o bien, revelar la influencia de aportes terrígenos o procesos diagenéticos de silicificación en estas rocas calcáreas.

Por otro lado, se procedió a la preparación de los restos fósiles que se recolectaron en campo, los cuales fueron limpiados mecánicamente y fotografiados por parte del docente Pedro Patarroyo. La identificación taxonómica se realizó a partir de comparaciones con el trabajo bioestratigráfico de Geyer (1973) y Jaworski (1922), y otros que incluyen fauna triásica.

Como nuevo aporte, en esta investigación se incluye la descripción de los fósiles de la colección de Renz con los que fue definida la unidad litoestratigráfica en Trumpy (1943), pero que no habían sido ilustrados y/o fotografiados por su titular o por autores posteriores, estos fósiles se encuentran reposando en la Colección Paleontológica de la Universidad Nacional de Colombia y gracias a la ubicación de los mismos por parte del profesor Patarroyo pudieron ser analizados y fotografiados.

Se realizó fase II de campo como revisión de la sección Tuluní y de las manifestaciones de la formación en la vereda Las Cruces en la vía Chaparral-Las Señoritas. También, otro punto clave se exploró al NW de Olaya-Herrera en el municipio de Ortega, el carreteable hacia “El Maco”, entre las veredas Maquito y el Maco, con el fin de entender la relación con la unidad litoestratigráfica infrayacente, ya que hacia el sur de Chaparral no se encontraron afloramientos de la Formación Luisa. De esta fase, se prepararon 3 secciones delgadas adicionales para petrografía: 1 del sector las Cruces y 2 del sector Maco.

Con lo anterior, se presentan los resultados de: geomorfología e identificación de campo, descripción litoestratigráfica y petrografía, análisis de DRX, descripción de contenido fósil/taxonomía. Posteriormente, se incluye una interpretación y discusión de resultados comparando las características descritas de la Formación Payandé por otros autores contra las encontradas en la presente investigación, para poder correlacionar similitudes y/o distinguir las diferencias de la sucesión calcárea en Chaparral con otros puntos aflorantes, como los de alrededores de Rovira-Payandé o de Ataco, con la intención de aproximar al entendimiento de la sedimentación de los depósitos de la Formación Payandé, permitiendo acercarse a un análisis de su ambiente de depósito y sus variaciones.

7 Resultados

7.1 Geomorfología

La Formación Payandé es una unidad constituida principalmente por biomicritas, la exposición de esta franja calcárea en el área de Chaparral se relaciona al trazo de fallas, esencialmente se trata de las fallas Guanábano y Copete, las cuáles afectan parte de la secuencia del Mesozoico pre-Cretácico (Formaciones Payandé y Saldaña), estos rasgos estructurales se identifican por lineamientos marcados en las unidades y brechamiento tectónico en las rocas calcáreas.

Es así entonces, que la geomorfología referente a las unidades del Triásico-Jurásico se relaciona a la competencia litológica dura y al resultado de eventos con influencia regional compresiva. Comparativamente, la expresión del relieve entre la Formación Payandé y la Formación Saldaña es distinguible ocasionalmente, aunque las dos unidades son litológicamente competentes, poseen características inherentes a la litología que genera su distinción.

Las calizas de la Formación Payandé se pueden categorizar como rocas duras, el patrón de drenaje es variable de subdendrítico a subparalelo por el control de la estratificación de los bancos de calizas (Fig. 11A). Además, se relaciona al desarrollo de paisajes kársticos por acción meteórica ocasionando disolución de las rocas calcáreas y generando espeleotemas (Fig. 10). Encontrándose de nororiente a suroccidente: las Cuevas de la Quebrada Tuluní (La Catedral y la de los Guacharos) y las Cuevas de Copete (El Pesebre, El Tigre y Las Brisas). En el área de Chaparral, el Río Amoyá junto con las quebradas Tuluní, El Copete-El aserradero y El Totumo cortan a la unidad calcárea.

En comparación, la Formación Saldaña en el área de estudio está compuesta por una mezcla heterogénea de flujos de lavas piroclásticas, rocas vulcano-sedimentarias, constituidas básicamente por tobas, así que, las rocas calcáreas en la presente investigación quedan incluidas en la Formación Payandé.

En términos de resistencia las rocas de la Formación Saldaña se clasifican dentro de una categoría más competente que las calizas, y texturalmente se define como clástica cementada cuya densidad de fracturamiento predominante es de baja a nula (SGC & UIS, 2014), no obstante, en los afloramientos algunas rocas localmente presentan diaclasamiento.

El fracturamiento de las dos unidades está relacionada al efecto de las fallas, y por lo regular, la expresión geomorfológica de la Formación Saldaña es más fuerte que la de la Formación Payandé.

Con respecto al Batolito de Ibagué (Jurásico medio a superior) por ser un cuerpo intrusivo tan extenso, presenta variaciones composicionales, pero la clasificación granodiorítica es considerada como el material predominante, pudiéndose calificar en resistencia dentro de la categoría de rocas muy duras y texturalmente se define como una roca cristalina, cuya densidad de fracturamiento en promedio es baja, para el sur de Chaparral tiene la influencia de la actividad de la Falla Guanábano y con fenómenos de meteorización de bajo a medio. En general, su expresión del relieve es fuerte, y se destaca su drenaje dendrítico. Este cuerpo ígneo intruye en la región de Rovira-Payandé a las rocas de las Formaciones Payandé y Saldaña, también, se mencionan intrusiones jurásicas en Ataco; mientras que, para el área de Chaparral no se evidenció afectación magmática o registro de metamorfismo térmico sobre el material calcáreo, por lo que, su relación está marcada exclusivamente por la Falla Guanábano, que se encuentra cubierta por depósitos cuaternarios.

Para el área principal de estudio, es decir, al sur de Chaparral, el sistema de drenaje que presenta hace parte de la cuenca del VSM y está conformado por la sub-cuenca del río Amoyá, mostrando principalmente dos clases de drenaje, uno dendrítico restringido a las rocas de origen ígneo y el otro subparalelo controlado por la disposición estructural de las rocas sedimentarias y la naturaleza de los estratos.

7.2 Afloramientos

Aunque la unidad litoestratigráfica Formación Payandé, ha sido definida y estudiada principalmente en el centro del departamento del Tolima, se encuentran extensiones de esta y de sus unidades adyacentes hacia el suroeste; específicamente, en el área del municipio de

Chaparral. Desde el casco urbano se extienden franjas en sentido NE-SW de las Formaciones Payandé y Saldaña, hasta el municipio de Ataco.

Dicho lo anterior, exposiciones de los depósitos de la Formación Payandé se pueden encontrar en el entorno de Chaparral en:

Al norte de Chaparral, en el NW de Olaya Herrera del municipio de Ortega, en el camino que conduce al Maco, entre el sector Maco Alto y el Maquito (en sentido hacia Olaya-Herrera) se encuentra sobre este carretable parte de la Formación Luisa (Fig. 8: A y B) compuesta por una sucesión de limolitas, arcillas, areniscas y conglomerados polimícticos (cantos de limolitas, rocas intrusivas y rocas néisicas), este conjunto es de coloración rojiza a violácea y su disposición estructural es variable. El cambio litológico a la Formación Payandé es notable por una zona de acumulación de caliche (Fig. 8:C y D), el contacto puede ser ligeramente concordante, las calizas son grises oscuras con alto contenido arenoso, con laminación plano paralela muy marcada, y vetilleo de calcita.

En Chaparral, al sur del casco urbano, se encuentran afloramientos de rocas calcáreas estratificadas, al primer punto donde se presentan se llega tomando la vía Chaparral-Las Señoritas, por el camino que conduce a la vereda El Queso, justamente el sitio es frente a donde converge la Quebrada Tuluní en el río Amoyá, allí a lado y lado del río (Fig. 9) hay exposición de calizas.



Figura 8. Afloramientos en el carreteable al Maco, en el sector Maquito al Maco Alto, al NW de Olaya Herrera, Municipio de Ortega. A) Rocas más basales de la Formación Luisa en este sitio, son limolitas arenosas rojizas intruidas por el Batolito de Ibagué. B) Conglomerados polimícticos rojizos de la Formación Luisa sobre el camino al Maco. C) Acumulación de caliche por cambio litológico a la Formación Payandé. D) Calizas con laminación marcada de la Formación Payandé.



Figura 9. Afloramiento de la Formación Payandé en la Vereda el Queso, dónde desemboca la Quebrada Tuluní; se encuentran bancos de calizas oscuras tabulares de espesores medios. A) Costado norte del Río Amoyá. B) Costado sur del Río Amoyá.

Luego, por la misma vía que conduce a las Señoritas, pasando el puente del río Amoyá, en el desvío oriental dónde queda la escuela de la vereda Tuluní, se toma el camino hacia las cuevas por el sitio llamado “La Vitrina”, allí hay dos caminos: uno que conduce hacia “las cuevas de Tuluní” y otro hacia “las cuevas de Copete”. A lo largo de la Quebrada Tuluní se encuentra la sección más espesa (Fig. 10), los bancos estratificados de caliza son cortados por una gran parte de su curso en dirección hacia el río Amoyá, atravesando las Cuevas de Tuluní y el punto de convergencia de la Quebrada La Cocina. Así mismo, se encuentran aflorando bancos de caliza en tramos de la Quebrada El Copete-El Aserradero, y en el sitio donde se localizan las Cuevas de Copete (Fig. 11: B y C).

En los sistemas kársticos se puede observar el carbonato de calcio formando espeleotemas producto de la disolución de las calizas de la Formación Payandé. Se reconocen principalmente estalactitas, estalagmitas, columnas, coladas y banderas, también reconocidas por Valdivieso & Moreno (2022). Las aguas de la Quebrada Tuluní fluyen dentro de Las Cuevas de Tuluní: “de Los Guapacoes o Guacharos” y “La Catedral”; mientras que, las de la Quebrada Copete recorren el sistema de cavernas de Copete: El Tigre y Las Brisas, y, por el contrario, la del Pesebre no presenta flujo interno de aguas.

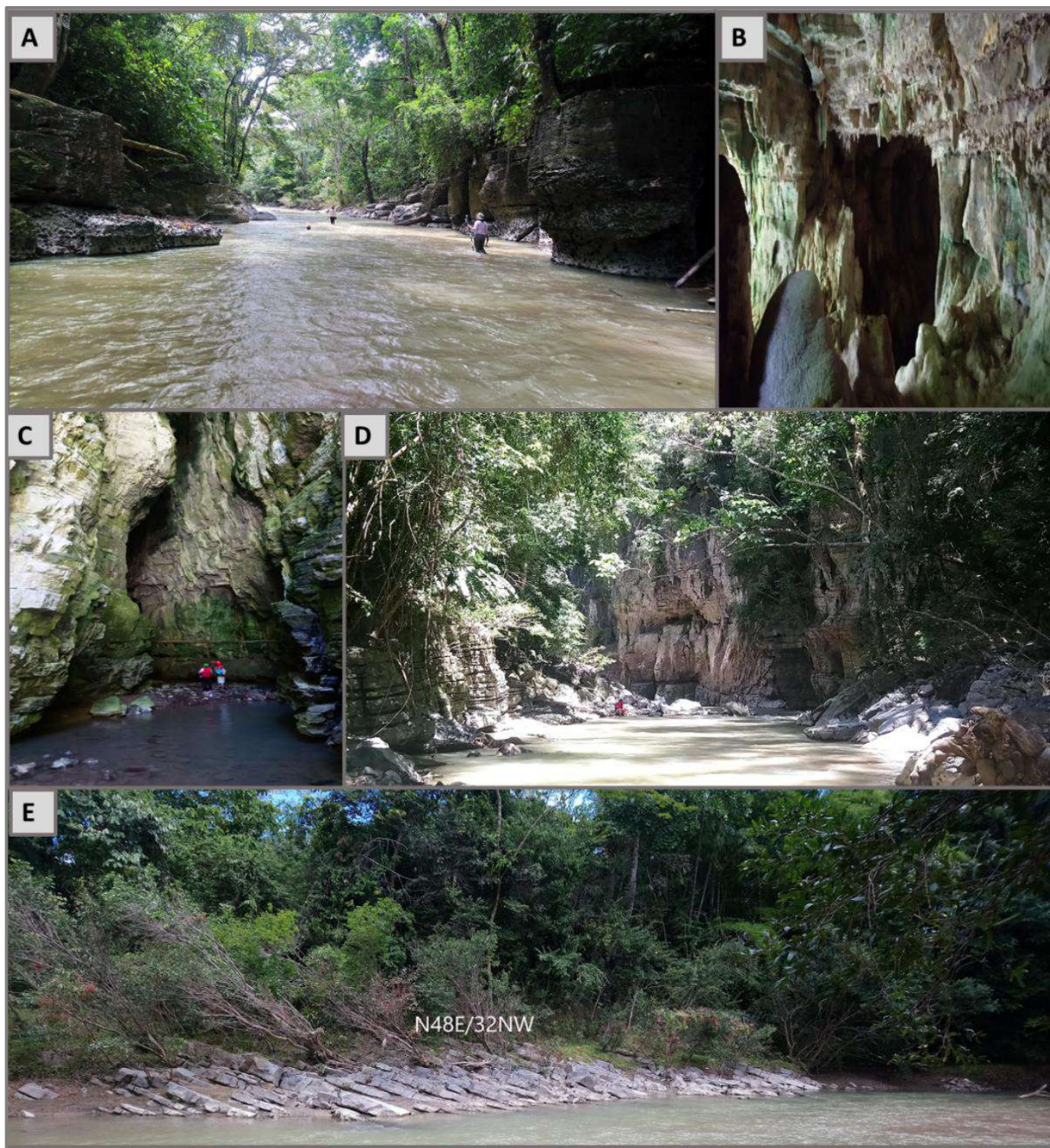


Figura 10. Exposiciones de la Formación Payandé a lo largo de la Quebrada Tuluní. A) Vista de la dirección de corriente de la Quebrada hacia el Río Amoyá. B) Espeleotemas de la Cueva La Catedral. C). Vista de entrada a la Cueva de los Guacharos, allí se ven los estratos de caliza casi que completamente horizontales. D) Variaciones de bancos de caliza, al lado izquierdo se observan delgados a medios y del lado derechos paquetes gruesos, acerca de su disposición, hay una variación suave de buzamientos. E) Disposición de bancos tabulares medios de calizas oscuras, en el que el buzamiento se hace más pronunciado.



Figura 11. A) Vista de parte del tope de la Formación Payandé, sección Tuluní dónde desemboca la Quebrada Copete. B) Quebrada Copete. C) Cueva el Pesebre, localizada en la loma Copete.

Otros afloramientos de las rocas calcáreas, fueron reconocidos en la misma vía Chaparral-Las Señoritas (Fig. 12), en el tramo entre la vereda Las Cruces y la vereda Guanábano, exposiciones a lo largo de la misma, allí, a diferencia de los otros puntos aflorantes la secuencia se presenta altamente brechada conservando parte de su estratificación, lo anterior, se atribuye al paso de la Falla Guanábano; no obstante, son distinguibles las características sedimentológicas y el contenido fósil. Estos afloramientos, incluyen rastros de una operación minera de extracción del material de esta unidad. También, se encuentran calizas en segmentos de la quebrada El Totumo (parte alta de la Quebrada Tuluní).



Figura 12. Afloramientos vía Chaparral- Las Señoritas entre la vereda Las Cruces y la vereda El Guanábano. A) Panorámica en la que se identifica la expresión geomorfológica de la Formación Payandé. B) Cantera de caliza sobre la vía. C) Exposición de la Formación Payandé a lo largo de la carretera, allí, aunque se encuentran brechadas las calizas por el paso de la Falla Guánabano, se observa la disposición en capas.

De lo registrado anteriormente, se destaca que la sección de mayor interés es la Tuluní, está ya había sido previamente visitada por los geólogos alemanes Geyer en 1973 y Senff en 1995, quienes realizaron un trabajo bioestratigráfico y micropaleontológico, respectivamente. Con la presente investigación se identificó que las exposiciones de la Formación Payandé en esta sección presentan algunas variaciones respecto a las características de otros afloramientos mencionados en la literatura, por lo que allí se hizo el levantamiento de la columna estratigráfica, aunque no fue posible encontrar la base de la formación, y en su parte superior se encontró una relación fallada con las rocas vulcanosedimentarias de la Formación Saldaña, debido al trazo de la Falla Copete.

7.3 Descripción litoestratigráfica y petrográfica

Se presenta enseguida la descripción litoestratigráfica de la Sección Tuluní y la sección Amoyá, incluyendo sus correspondientes columnas estratigráficas; así como, la descripción de la sección Tuluní por segmentos diferenciados facialmente, por espesores y dadas las características sedimentológicas y paleontológicas. También, se describen las rocas aflorantes en la vía Chaparral-Las Señoritas y las del sector el Maco.

Como no se pudo encontrar contacto con la unidad infrayacente a la Formación Payandé en la sección Tuluní, se puede definir que las calizas más basales de esta unidad registradas en esta investigación son las encontradas en el punto del Maco, así como el tipo de contacto inferido con la Formación Luisa. No obstante, la secuencia allí no es completa debido al paso de la Falla El Carmen.

En la quebrada Tuluní, la corriente en dirección a la convergencia con el Río Amoyá, coincide con un sentido de descenso estratigráfico de la Formación Payandé, pues, la parte más basal de la unidad litoestratigráfica allí, está en cercanías a la “Cueva de Los Guacharos”, donde la sucesión de calizas se horizontaliza casi por completo, lo que corresponde al núcleo de un anticlinal (Fig. 13), pues el control estructural muestra una disposición diferente a Tuluní en la vereda el Queso, en el flanco occidental de esta estructura se encuentra la sección Tuluní. El espesor que se registra para esta sección es de 389 metros de columna estratigráfica (Fig. 14).

De esta manera, a través de las características observadas en campo y de los análisis petrográficos (Anexos 1A y 1B), se distinguen 6 segmentos en la sección Tuluní.

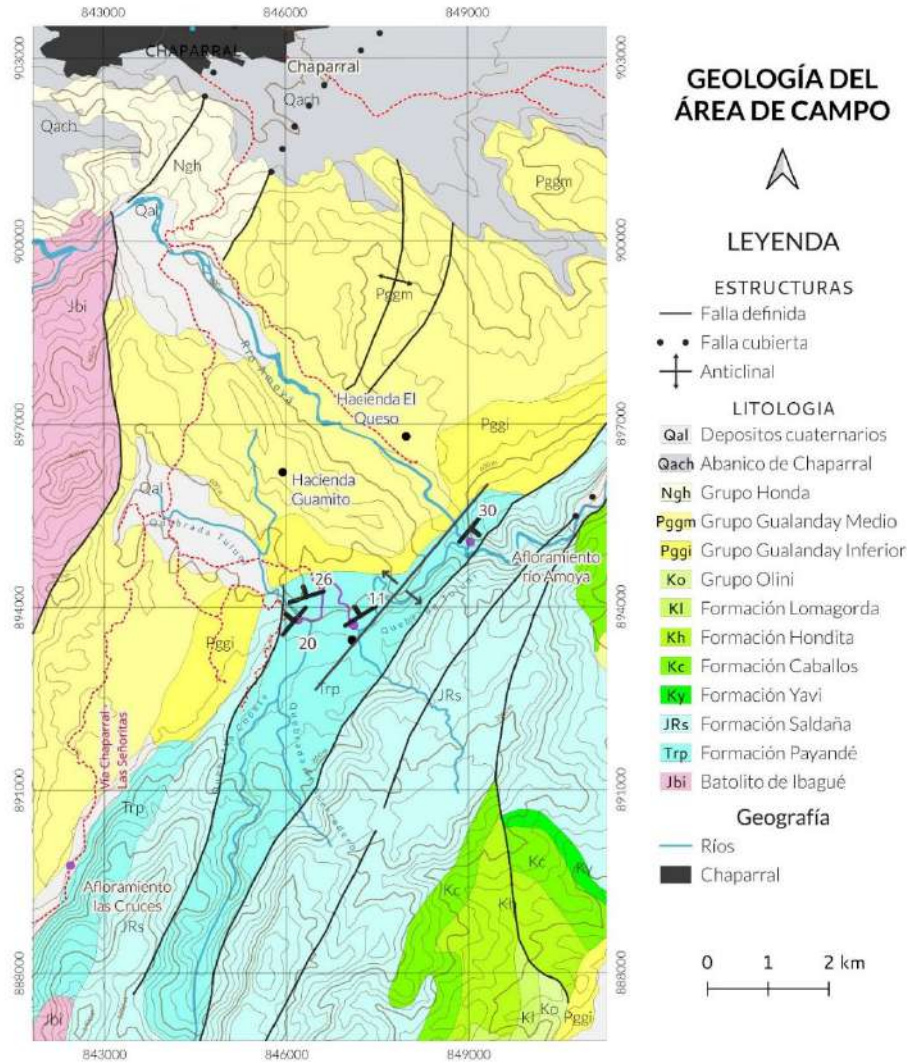


Figura 13. Mapa geológico del área principal de estudio.

Sección Tuluní

- **Segmento I:** Este segmento se localiza en cercanías a la Cueva la Catedral, allí las aguas de la Quebrada Tuluní cubren en profundidad los bancos de biomicritas, sin poder definir la base y/o encontrar una unidad infrayacente. Disposición en bancos tabulares de alrededor de 1 metro de espesor, inicialmente son microesparitas y biomicroesparitas de textura *mudstone*, y a medida que se asciende en este nivel se observan texturas *wackestone* a *rudstone*, con influencia promedio de un 5% de terrígenos (Cuarzo monocristalino). Acerca del contenido fosilífero, se identificaron: calciesferas, bivalvos, crinoideos, bioclastos, braquiópodos, coprolitos de crustáceo,

tubos de serpúlidos y foraminíferos bentónicos. Se evidencian procesos de recristalización calcárea en la micrita, y algunos restos fósiles, en menor proporción recristalización de tipo silícea en los fragmentos fósiles, particularmente en crinoideos; ascendiendo estratigráficamente en este nivel y relacionado a las texturas, predominan los restos de crinoideos, coincidiendo con la denominación de *calizas encriníticas* o *de crinoideos* que Geyer (1973) había descrito.

- **Segmento II:** Biomicritas tipo *wackestone*, localmente *packestone*, son biomicritas tabulares grises claras, en capas de alrededor de medio metro de contactos semiondulados. Los procesos diagenéticos sobre las rocas calcáreas son más visibles, además de la recristalización del lodo calcáreo y la silicificación de algunos restos de especímenes, se incluyen dentro de ciertos bancos de biomicritas unas estructuras parduzcas oscuras y macizas, con formas irregulares ligeramente orientadas con la estratificación de las mismas, se trata de nódulos silíceos que incluye aloquímicos orientados en concordancia con la disposición general, composicionalmente es sílice microcristalina y calcedonia, además, se observan microesparita y pseudoesparita por neomorfismo. Son muy comunes las estructuras estilolíticas con restos de materia orgánica acumulada, presenta pirita framboidal diseminada. Aporte terrígeno hasta un 9,5% en algunas muestras, con vetilleo de calcita y sílice en distintas direcciones y cruzadas. Aumenta el registro fósil con una distribución ligeramente aleatoria, se encuentran fragmentos de bivalvos, bioclastos, calciesferas, crinoideos, bráquiopodos, fragmentos de equinodermos, gastrópodos, coprolitos de crustáceo, resto de espinas de pez y foraminíferos bentónicos; además, para este nivel se registra un ejemplar de nautiloideo (*Cenoceras* sp.)
- **Segmento III:** Biomicroesparitas de color gris claro a oscuro, texturalmente entre *wackestone* a *mudstone*. Estos bancos de biomicritas tabulares, son capas entre 10 a 50 cm de espesor, de contactos ondulados, presentan escasos y esporádicos nódulos silíceos; su contenido fósil disminuye, aunque se siguen registrando restos de fósiles mencionados en los otros dos niveles inferiores. El contenido de material terrígeno aumenta notablemente, aunque el dominio es mayormente calcáreo, también se registra pirita con morfologías framboidales. Se evidencia recristalización del carbonato de calcio, y silicificación ó fosfatización de algunos fragmentos fósiles.

Para este nivel en la parte superior, se destaca la presencia del bivalvo *Monotis subcircularis*, ejemplares articulados y dispuestos paralelamente a los planos de estratificación. Además, hay registro de otro ejemplar de nautiloideo (*Cenoceras* sp.).

- **Segmento IV Nivel amonítico:** Continúan bancos tabulares de biomicritas grises oscuras, de contactos ondulosos, en capas medias, texturalmente *mudstone*, aunque localmente incluye *wackestone*, en menor proporción *rudstone*. Este nivel se destaca por contener restos de amonitas de talla pequeña en estado juvenil del género *Metasibirites*, junto con ejemplares de monotidos de muy buen tamaño. Algunos estratos incluyen esporádicos nódulos silíceos. Se registra aporte terrígeno de hasta un 9%, pirita framboidal diseminada y vetilleo de calcita.
- **Segmento V:** Continuando a una transición de bancos de biomicritas tabulares grises claras, capas de 50cm a 1 metro, de contactos ondulosos, tamaños de grano calcarenita, su textura es *wackestone* a localmente *packestone*. En este segmento se presenta dentro de los bancos de biomicritas nódulos silíceos, más gruesos y frecuentes que en el segmento II, de igual forma, se encuentran estratificados y composicionalmente son sílice microcristalina y calcedonia, contienen restos fósiles y lodo calcáreo recristalizado. Se registra un aumento drástico de contenido fosilífero, algunos especímenes fragmentados y su distribución caótica es más común, incluyendo principalmente fragmentos de crinoideos, bivalvos y braquiópodos, además, fragmentos de ostras, gastrópodos, braquiópodos, tubos de serpúlidos, bioclastos, calciesferas y foraminíferos bentónicos, así como, registro de otro ejemplar de nautiloideo.

Segmento VI (Nivel de *Monotis*): Corresponde al tope de la formación, se encuentra en cercanías a la convergencia de la Quebrada El Totumo con la Quebrada Tuluní. Son biomicritas grises oscuras y negras, tamaños de grano calcisitita a calcarenita, texturalmente *mudstone* a *rudstone*, en capas de 50cm a 10 cm, de contactos semiondulosos, los bancos más superiores se interestratifican con láminas de margas. El contenido fosilífero es variable, algunas muestras son micritas lodosas o margas en laminillas. Este nivel se caracteriza por la abundancia de impresiones y moldes articulados de bivalvos *Monotis subcircularis* orientados concordantemente a las capas, también se registra la ocurrencia de un ejemplar de *Cenoceras* sp.; en sección

delgada sólo se observa fragmentos de bivalvos y calciesferas. Se encuentra un mayor aporte terrígeno, de hasta un 12%, es cuarzo fino corroído por el lodo calcáreo, además, mayor contenido de pirita. Esta sección termina con un brechamiento por deformación tectónica, que la pone en contacto fallado con una litología vulcanosedimentaria pseudoestratificada, de tonos variables entre verdes y violáceos, correspondiente a la Formación Saldaña. Según la abundancia de los bivalvos monotidos, se denomina este nivel Calizas con *Monotis*.

Sección Amoyá

Allí se logró identificar características similares a las biomicritas que las del Segmento IV de Tuluní, igualmente se registró restos de bivalvos *Monotis* y de amonitas pequeñas del género *Metasibirites*, texturalmente *mudstone*, con ligero aporte terrígeno y pirita diseminada (hasta 10%), incluye restos de concha de bivalvos. Aunque no se logró medir la sección completa por complejidad del terreno y por el curso del río Amoyá, se estima que posiblemente sean equivalentes los espesores a los del Segmento IV de Tuluní (Fig. 14).

Vía Chaparral-Las Señoritas

Las rocas calcáreas aflorantes lo largo de la vía Chaparral-Las Señoritas, presentan niveles con textura *mudstone* y otros con textura *wackestone*, que se logran distinguir a pesar del brechamiento, con alto vetilleo de calcita en diferentes direcciones, algunas de ellas se comportan como microfallas. Con contenido de restos fósiles, fragmentos de conchas de bivalvos monotidos y un fragmento de una amonita planiespiral pequeña, estos niveles presentan características similares al segmento IV (Anexo 1B: *Las cruces*) descrito en la sección Tuluní.

Sector Maco alto al Maquito

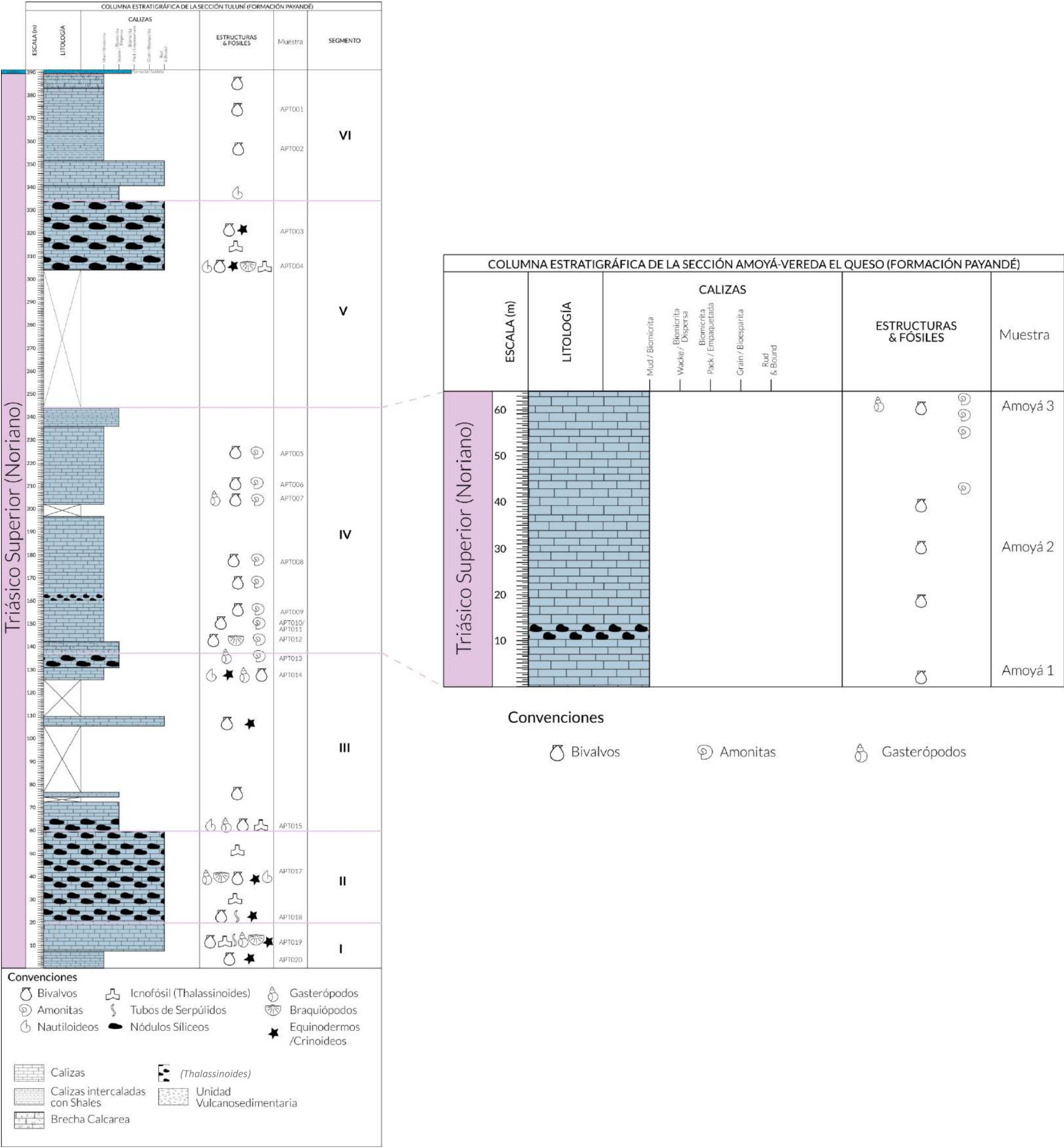
Las rocas expuestas en este sector hacen parte de la base de la Formación Payandé, puesto que allí también se encuentra la Formación Luisa. Son rocas con un importante aporte terrígeno, compuestas por interlaminaciones: las primeras con mayor proporción de terrígenos envueltos en una matriz detrítico-calcárea, mientras que, las segundas están

compuestas por una matriz arcillosa con calcita microcristalina que incluye terrígenos de manera ocasional; la composición está dada por cuarzo mono y policristalino, líticos (sedimentarios como chert, ígneos de cuarzo y feldespato, y metamórficos tipo filita, esquisto y/o gneis, metasedimentitas), también, micas (moscovita, biotita y clorita). En el nivel más basal domina el contenido de sedimentos terrígenos por lo que, pueden clasificarse como una arenita calcárea (Anexo 1B: *El Maco*)

7.4 Difracción de Rayos X (DRX)

Adicional a los análisis petrográficos, se realizó difracción de rayos X a muestras representativas de cada segmento diferenciado de la sección Tuluní (6 muestras, 2 de las cuales correspondía a niveles de biomicritas con nódulos silíceos) y 1 muestra de la Vereda El Queso (río Amoyá), obteniendo variaciones únicamente en calcita y cuarzo. Estas variaciones están relacionadas a aporte terrígeno y/o procesos de silicificación en las rocas calcáreas por procesos diagenéticos, aunque, en definitiva, el dominio es calcáreo (Anexo 2).

De forma general, para los niveles con nódulos silíceos oscuros que sobresalen visualmente de las biomicritas, su composición a pesar de ser mayormente silícea, la petrografía revela que estos contienen fragmentos fósiles y remanentes de micrita con procesos de neomorfismo, lo que evidencia diagénesis de las biomicritas dónde los sedimentos presentaban en su medio mayor disponibilidad de sílice, la forma alargada y cilíndrica de muchos nódulos, así como nódulos ramificados que se pueden relacionar a icnofósiles (*Thalassinoides*), que representan galerías cementadas, razón por la cual se da formación de bandas continuas en las calizas, su origen puede catalogarse como biogénico y diagenético, como explica Fürsich (1973) en relación con el origen de calizas nodulares.



7.5 Contenido fósil de la Formación Payandé

Aquí, se presentan la descripción del registro fósil recolectados en la sección Tuluní, en Amoyá y por la vía Chaparral-Las Señoritas. Además, se incluye información de la colección fósil de Renz.

Bivalvos

Clase: Bivalvia

Orden: Ostreoida

Familia: Pectinidae

Género: *Monotis* Bronn, 1830

Especie: *Monotis subcircularis* Gabb, 1864

Muestras: 12(1-2) y 61

Son ejemplares en volumen y algunos moldes recristalizados en material calcáreo, que varían en tamaño (Fig.15), algunos ostentan longitud de concha de hasta de 9 cm, estos lamelibranquios se caracterizan por presentar una zona umbonal pronunciada, al igual que ornamentación fuerte, costillas radiales y líneas de crecimiento visibles. Estos ejemplares son comparables con los del Triásico superior de Norte América, descritos por Mackie & Silberling (1990).

En los afloramientos del río Amoyá, la Quebrada Tuluní, la loma el Copete y en la carretera Chaparral-Las Señoritas, se encontraron moldes e impresiones de monotidos incluidos en las biomicritas de la Formación Payandé, por lo general muy bien preservados y articulados, exceptuando el último punto, dónde la roca presenta brechamiento y estos restos fósiles fragmentados por el mismo. Algunos niveles contienen numerosos ejemplares.

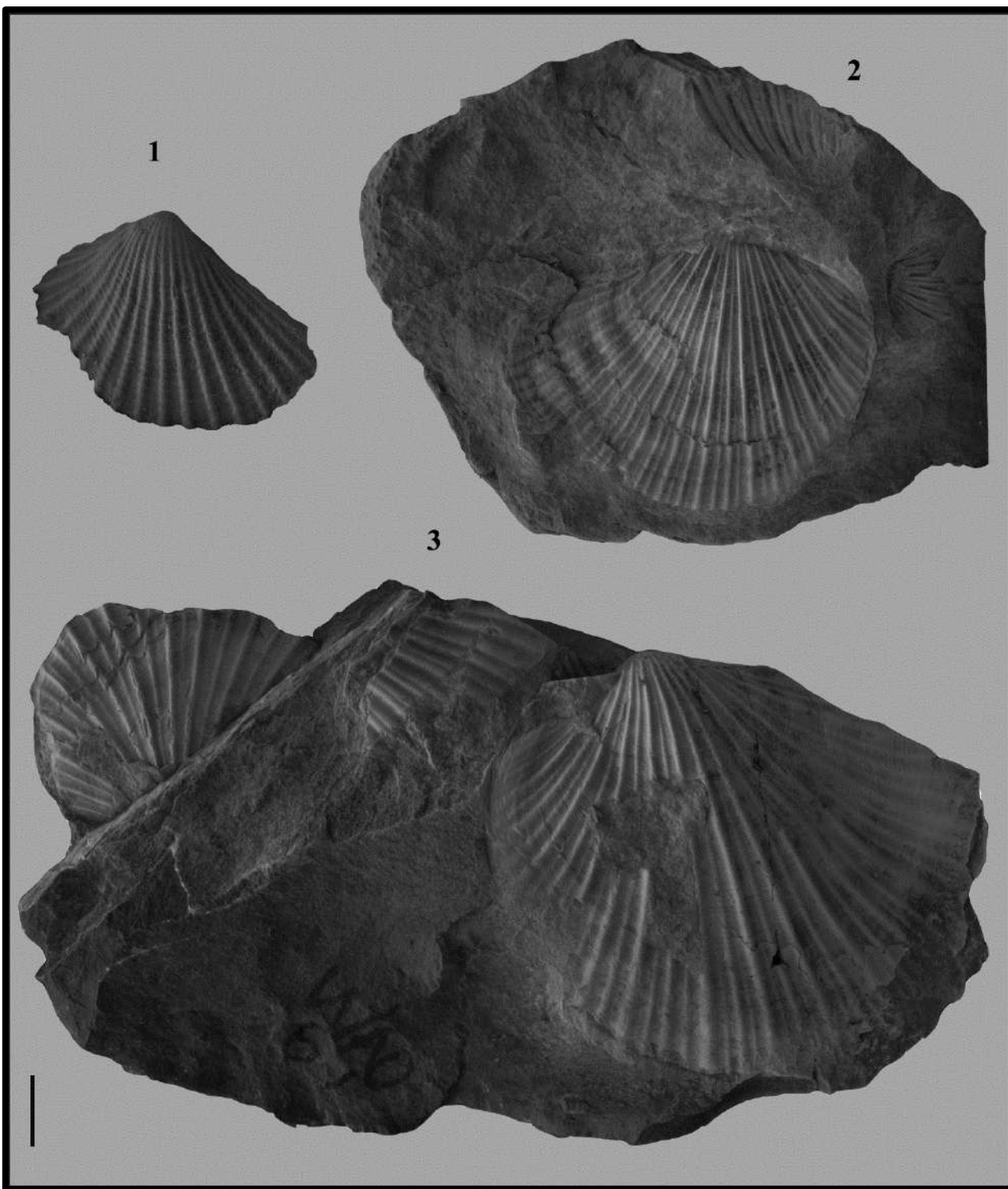


Figura 15. 1-3 *Monotis subcircularis*, Localidad Chaparral, Sección Tulum. Escala 10mm. 1 y 2: Muestra 12 (1-2); 3: Muestra 61.

Nautiloideos

Subclase: Nautiloidea

Orden: Nautilida

Familia: Cenoceratidae

Género: *Cenoceras* Hyatt 1884

Cenoceras sp.

Muestras: 45 (1-2) y 46

La ocurrencia de los nautiloideos se da en diferentes niveles a lo largo de la columna estratigráfica. El material corresponde a ejemplares en volumen del género *Cenoceras*, pero de diferentes tallas, un espécimen pequeño (Muestra 45-1), uno mediano (Muestra 45-2) y un fragmento de uno relativamente más grande (Muestra 46) (Fig. 16). Las características morfológicas corresponden a formas moderadamente involutas. Se realizaron las mediciones, obteniendo para el ejemplar pequeño un diámetro total de la concha de 50 mm, 33 mm de altura de la vuelta y un diámetro umbilical de 12 mm, con 22 mm de altura de la sección de la vuelta. Para el ejemplar mediano, únicamente fue posible medir su diámetro total de la concha 115 mm y el ancho de la cámara 78mm. Por último, el ejemplar más grande es un fragmento de concha que incluye parte de la vuelta y zona umbilical diferenciada, sus medidas son: 93 mm para la altura de la vuelta y para el diámetro 110 mm, con una zona umbilical de 36 mm. Es importante reiterar que los valores de este último no son del ejemplar completo. La zona umbilical está muy bien expuesta en el ejemplar pequeño, parcialmente amplia y profunda, mientras que en el fragmento de nautiloideo adulto, se observa un margen umbilical redondeado. A los dos ejemplares menores se les observa incompleta la sutura y por el contrario en el fragmento grande se observó más completa y continua, como una línea de sutura simple, ligeramente sinuosa hacia la parte ventral. La posición del sifón únicamente se observa en el espécimen pequeño, su posición es en la parte central de la sección de la vuelta. La forma de la sección de la vuelta de estos nautiloideos es levemente aplanada y sutilmente más ancha que alta. La clasificación se logró, a través de la comparación con ejemplares de Nueva Zelanda reportados por Kummel (1959).

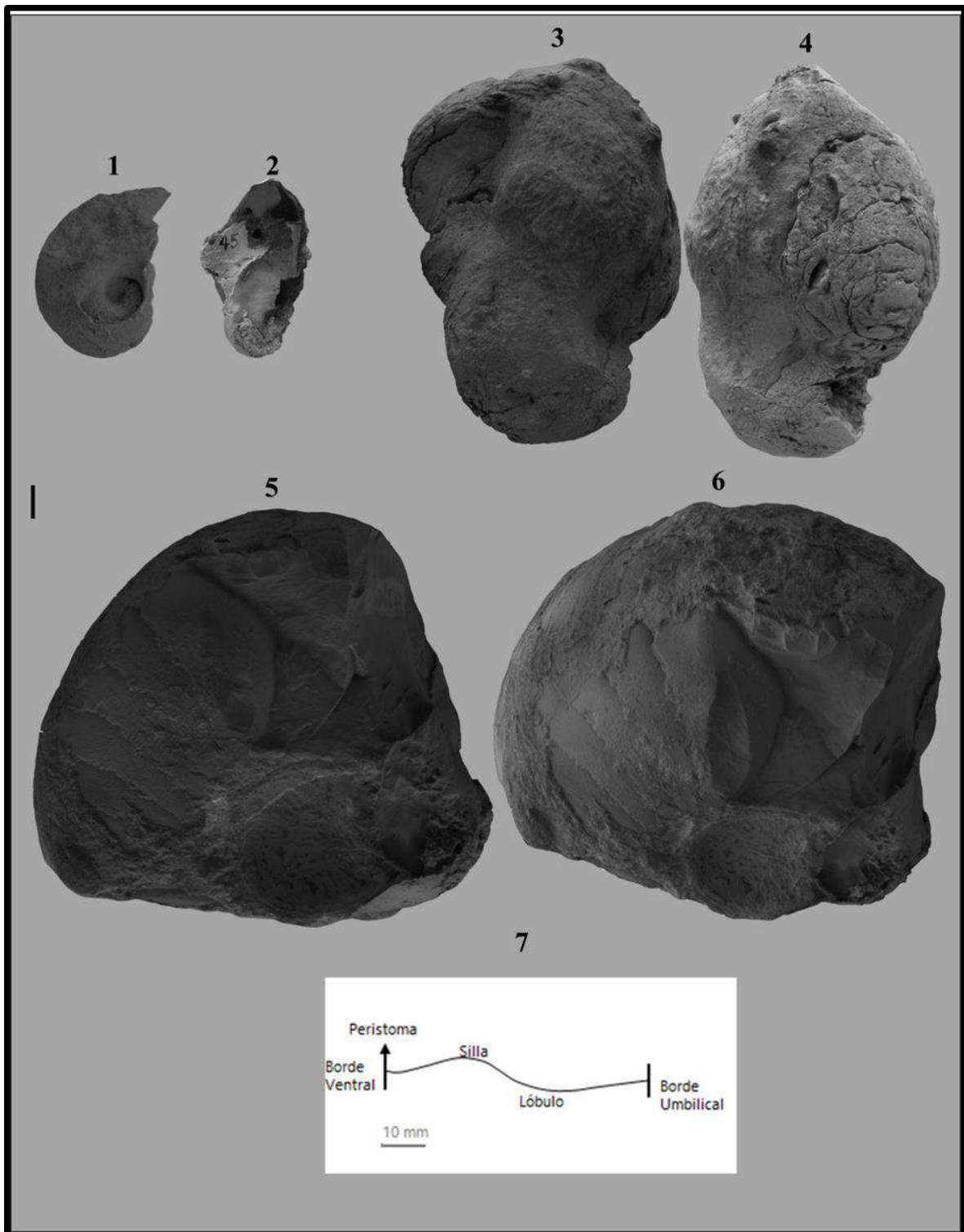


Figura 16. *Cenoceras* sp., Localidad Chaparral, Sección Tulum. Vistas laterales 1, 4 y 5; Vistas frontales 2 y 3; Vista inclinada lateral 6; 7 Línea de sutura dibujada del ejemplar más grande . Escala 10mm. 1-2: Muestra 45-1; 3-4: Muestra 45-2; 5-6: Muestra 46.

Amonoideos

Subclase: Ammonoidea

Orden: Ceratitida

Familia: Metasibiritidae

Género: *Metasibirites* Mojsisovics, 1986

Especie: *Metasibirites annulosus*, *M. tolimensis* Geyer, 1973

Metasibirites sp.

Muestras: 1(1-2-3), 61, 20(1-2) y 43

Corresponden a moldes recristalizados de amonitas en estado juvenil, de talla muy pequeña, inferior a 1cm de diámetro total (Fig. 17). Se caracterizan por su enrollamiento subinvoluta y ombligo aparentemente profundo, con costillas en disposición levemente prorsiradial, algunas en volumen, que permitieron la clasificación como *Metasibirites* sp. Fueron comparadas con amonitas del Triásico superior de Norte América descritas en Geyer (1973), Perrin (1927) y con los ejemplares de moldes de la colección de Renz de la compañía de petróleos Shell de Colombia que reposan en las Colecciones Paleontológicas de la Universidad Nacional de Colombia.

Familia: Rhabdoceratidae

Género: *Rhabdoceras* Hauer, 1860

Rhabdoceras sp.

Muestra: 61

Se encontró un corte de un ejemplar de amonita heteromorfa de talla pequeña, que pudo detallarse con lupa, no se identificó ornamentación u otra característica externa de la concha, sobre su enrollamiento, la primera vuelta es planiespiralada y luego se desenvuelve, puede tratarse de un ejemplar de *Rhabdoceras* sp. En el nivel amonítico (segmento IV), en sección delgada se registra fragmentos que pueden corresponder a cortes de una (Anexo2:Fig.4).

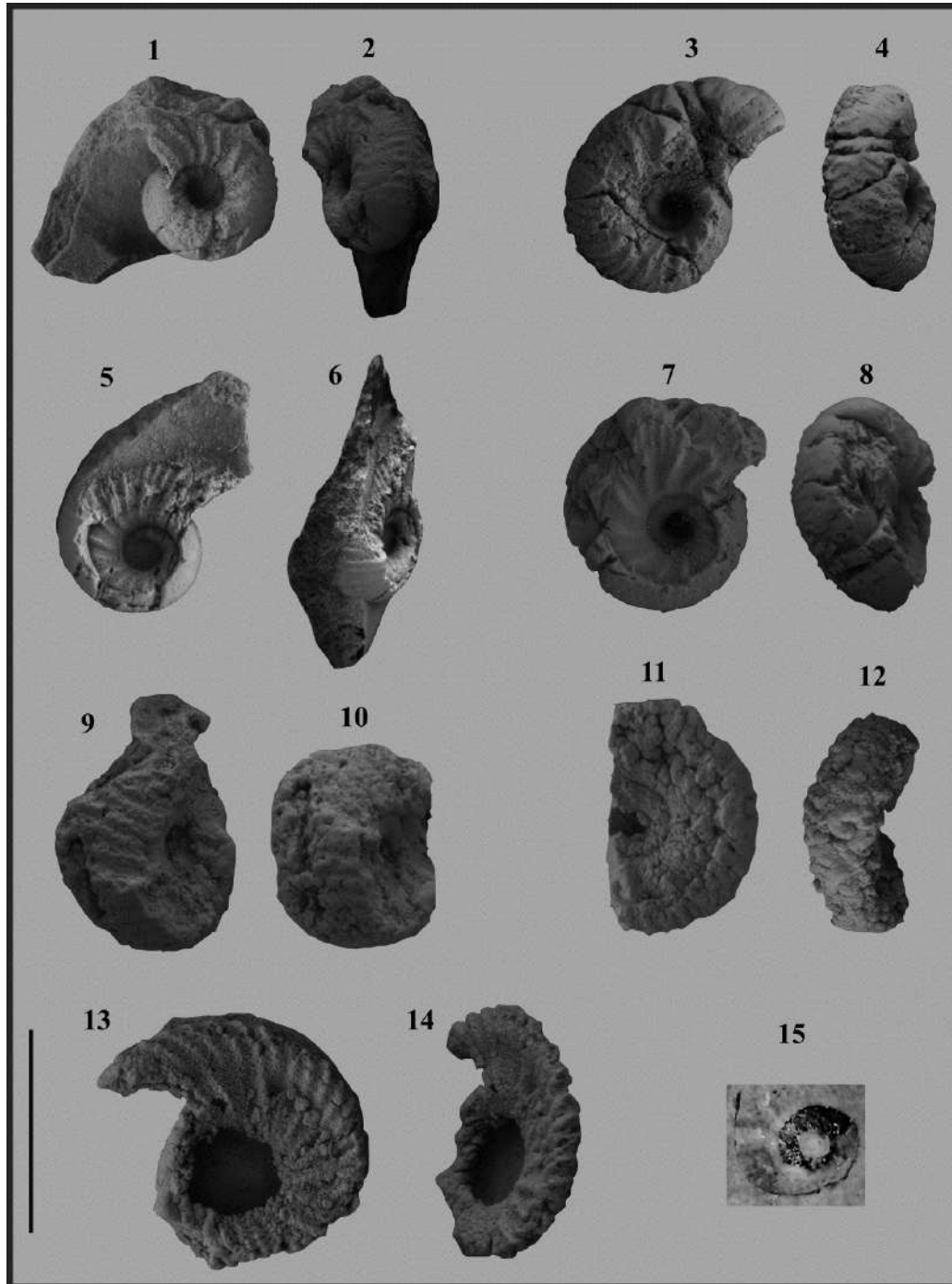


Figura 17. Amonoideos en la Sección Tuluní(Segmento IV) y Amoyá. 1-14 *Metasibirites* sp. y 15 *Rhabdoceras* sp., Localidad Chaparral. Vistas laterales 1,3,5,7,9,11 y 13; Vista de parte ventral: 2,4,6,8 y 10; Vista inclinada para el detalle de costillas:14. Escala 10 mm. 1 y 2: Muestra 1-1 3 y 4: Muestra 1-2; 5 y 6: Muestra 1-3; 7 y 8: Muestra 61; 9 y 10: Muestra 20-1; 11 y 12: Muestra 20-2; 13 y 14: Muestra 43; 15: Muestra 61.

Foraminíferos bentónicos

En algunas secciones delgadas se logró identificar microfósiles descritos por Senff (1982) y Blau & Senff (1993), comparativos con reportes de Europa. Corresponden a foraminíferos bentónicos (Fig. 18) de los géneros: *Diploremia*, *Planinivoluta*, *Nodosaria* y *Glomospira*; Otros, no pudieron ser clasificados taxonómicamente.

Clase: Foraminifera

Orden: Robertinida

Familia: Duostominidae

Género: *Diploremia* Kristan-Tollmann, 1960

Especie: *Diploremia subangulata* Kristan-Tollmann, 1960

Diploremia subangulata

Secciones delgadas: Amoyá 3, APT 005, APT007, APT 014 y APT 015

Corresponden a estructuras aglutinadas de composición calcítica, con contornos de formas ovales, con espira y ombligo muy similares en convexidad. En su exterior, el lado espiral presenta cierta prominencia por las cámaras lo que hace un efecto óptico en su amplitud de altura.

Orden: Miliolida

Familia: Cornuspiroidea

Género: *Planinivoluta* Leischner, 1961

Planinivoluta sp.

Secciones delgadas: APT 002, APT 004 y APT 015

Ejemplares recristalizados por carbonato de calcio, planiespiral, forma ligeramente aplanada sobre el eje, las cámaras son semiovais a lado y lado, alargado horizontalmente.

Orden: Lagenida

Familia: Nodosariidae

Nodosaria sp.

Secciones delgadas: APT 015 y APT 017

Fragmento completamente recristalizado por calcita, dos cámaras ovadas, uniseriales y rectilínea.

Orden: Astorhizida / Textulariida

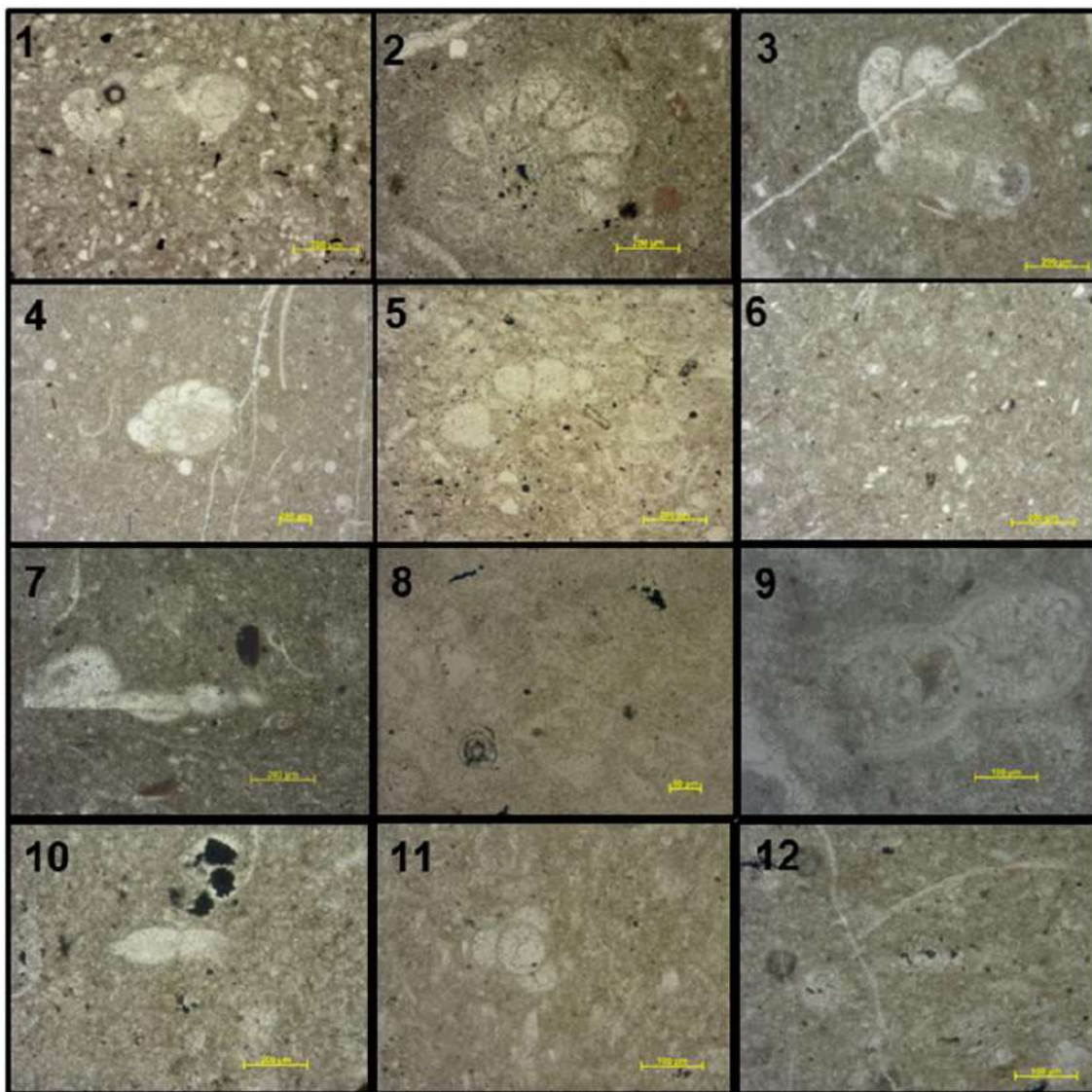
Familia: Ammodiscidae

Género: *Glomospira* Rzehak, 1885

Glomospira sp.

Secciones delgadas: APT007 y APT 014

Ejemplares recristalizados por calcita, forma de cámaras esféricas.



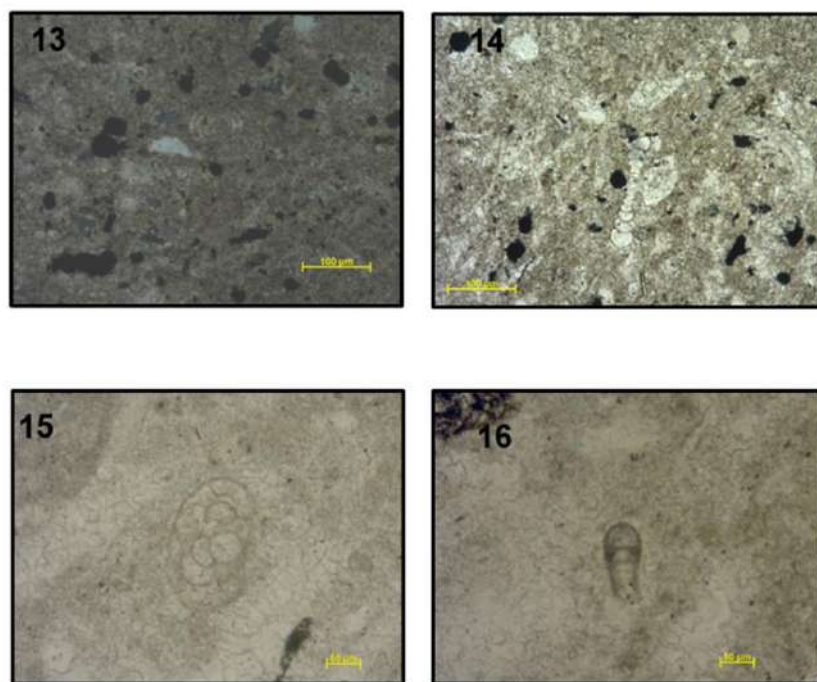


Figura 18. 1 *Diploremina subangulata* (Amoyá 3); 2-5 *Diploremina* sp. (2: APT 015; 3: APT 005; 4: APT 007; 5: APT 014); 6-8 *Planinivoluta* sp. (6: APT 002; 7: APT 015; 8: APT 004); 9 y 10 *Nodosaria* sp. (9: APT 017; 10: APT 015); 11 y 12 *Glomospira* sp. (11: APT 007 y 12: APT 014); 13-16 Indeterminados (13 y 14: APT 014; 15 y 16: APT 004).

De la colección de Renz

Esta colección fue utilizada para definir a la Formación Payandé, algunos provienen de la zona de Rovira-Payandé y otros de Chaparral. En la presente investigación se identifican los especímenes fósiles y se incluye fotografías del registro fósil (Fig. 19).

Involucra moldes y ejemplares en volumen de *Monotis subcircularis* (Muestra V-339) e impresiones de amonitas planiespirales que Renz en Trumphy (1943) las reconoció como de los géneros *Nevadites* y *Anolcites* (Jaworski, 1922), las cuales fueron revisadas por Geyer (1973) incluyéndolas en el género *Metasibirites*, Geyer con base en el material que colectó reconoció dos especies: *M. annulosus* y *M. tolimensis* (Geyer, 1973: Fig. 8, pp. 25; Láminas 1 y 2, pp. 146-149). Muestras R-2011: *M. annulosus* tiene costillas fuertes, redondeadas, inclinadas hacia adelante, en su mayoría bifurcadas, el

punto de separación está en el borde umbilical o cerca del centro del flanco. Además, hay costillas simples y costillas marginales. Hasta un diámetro de aproximadamente 15 mm, las costillas umbilicales forman nodos fuertes. Luego se pierden casi por completo, pero las costillas en el área ventrolateral muestran un engrosamiento débil. *M. tolimensis* difiere por las costillas más fuertes y las costillas umbilicales nodulares.

Metasibirites annulosus Mojsisovic y *Metasibirites tolimensis* Geyer son registradas por Senff (1995, p. 38) para la localidad de Chaparral.

Adicional, en esta colección, se diferencian moldes externos y ejemplares en volumen de lo que pueden ser gastrópodos. Geyer (1973) encontró formas del género *Zygopleura*, los describe como especímenes de torre incompletos de formas variables, algunos con hasta 8 transiciones aplanadas, presentando alrededor de 14 a 15 costillas en una sola vuelta, otros fragmentos, 16 a 17 y unos con 24 a 28 costillas, no se observa una estriación en espiral. No obstante, menciona ejemplares de gastrópodos más grandes y lisos.

Sin embargo, la revisión de estas conchas cónicas en la presente investigación (muestras R-1975 y R-175), indica que algunos ejemplares se parecen a amonitas heteromorfas, que no habían sido mencionadas en la literatura relacionada a la Formación Payandé. Son ejemplares moderadamente bien conservados, con enrollamiento torticónico o de espiral elevada en forma de torre, similar a la de gastrópodos. Corresponden a fragmentos de conchas y algunos ejemplares completos, son moldes externos, con variaciones de tamaño entre 0.6 cm y 6 cm de altura, son formas más comprimidas que deprimidas. Las vueltas de la concha están en contacto entre sí, presentan costillas simples, prominentes y continuas distribuidas verticalmente, algunas levemente curvadas y otras sinuosas, en los individuos pequeños y medianos da la apariencia de mayor densidad de costillas, son ligeramente curvadas y espaciadas por surcos, los surcos son más amplios en el ejemplar más grande. Con detalle se observa que longitudinalmente hay un ligero desplazamiento de las costillas, aparentemente no hay impresión de las líneas de

crecimiento. Aunque no se pudo identificar la línea de sutura en los restos fósiles, por la diagénesis, algunos ejemplares pueden presentar total recristalización del material interno, por lo que no se observó diferencia de relleno de la posible cámara habitación y las demás que constituyan la concha, lo que da la posibilidad de que este pueda ser un nuevo registro, de los cuáles se destacan sus formas de enrollamiento en espiral y costillas, sin presentar un canal liso en la estructura. De ser así, podrían pertenecer al género *Cochloceras* y su ornamentación permitiría incluirlos dentro de la clasificación específica de *Cochloceras suessi*, pues son ejemplares muy similares a los ilustrados en Mojsisovics (1893, lámina 137). Aunque en algunos la preparación y corte, mostró uniformidad del material de relleno, los procesos diagenéticos de las rocas calcáreas triásicas y la meteorización de las muestras complica la observación; no se encontró tampoco rastro de columela, ciertamente la clasificación y diferenciación debe realizarse con seguridad encontrando bien la línea de sutura o columela, para diferenciar amonita o gastrópodo.

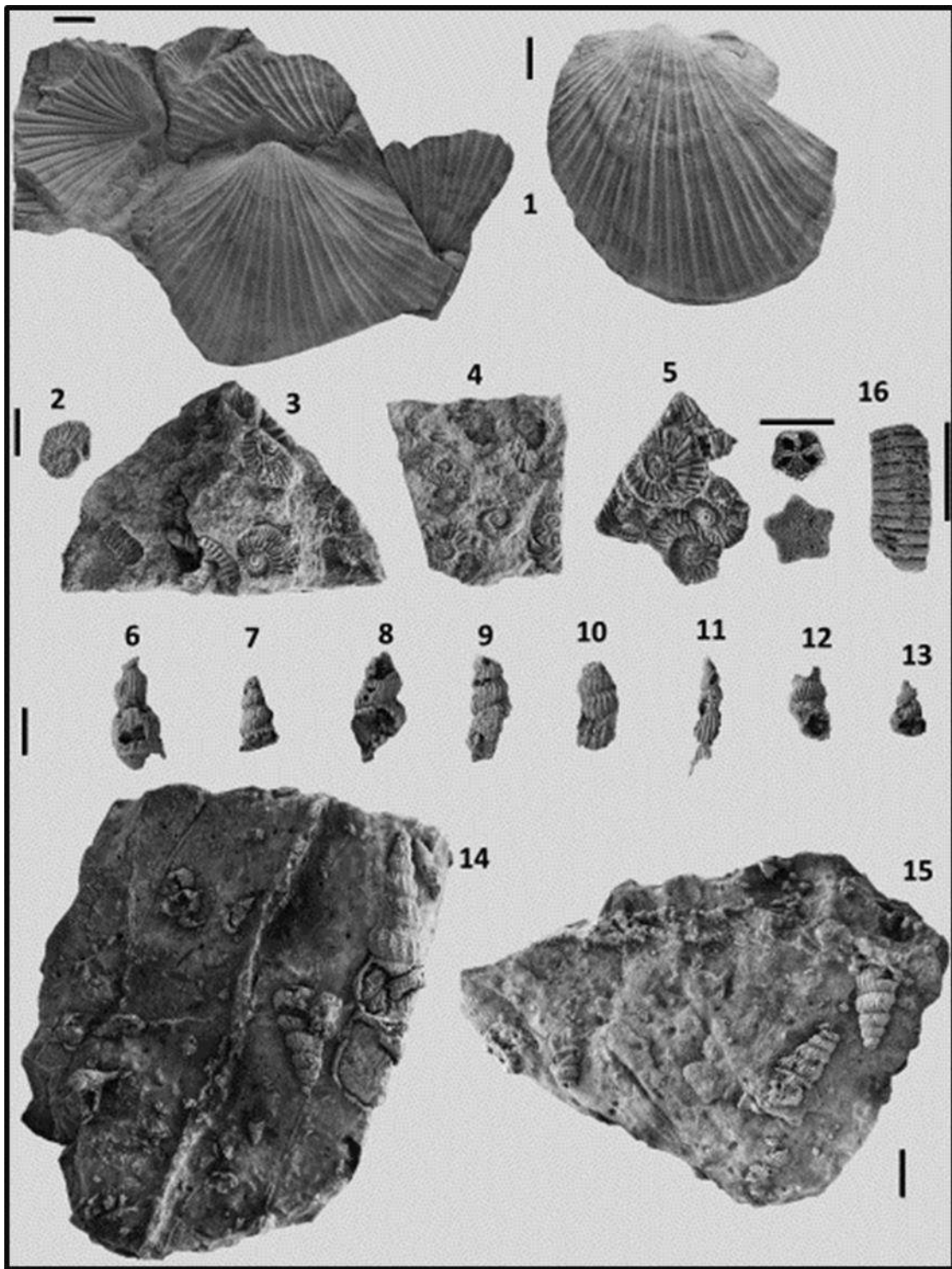


Figura 19. Colección de Renz. 1 *Monotis subcircularis*, muestra V-339, Localidad Chaparral; 2-4 *Metasibirites annulosus*, muestras R-2011, Localidad Payandé; 5 *Metasibirites tolimensis*, muestra R-2011, Localidad Payandé; 6-15 *Cochloceras suessi*, muestras R-1975 y R-175, Localidad Payandé; 16 *Pentacrinus* sp., Localidad Payandé. Escala 10mm.

8 Interpretación y discusión de resultados

8.1 Revisión de la nomenclatura y acepción de la unidad litoestratigráfica:

Formación Payandé

Según, y gracias a la recopilación de los diferentes estudios realizada para la creación de la línea base acerca de la Formación Payandé, se logró enunciar la evolución sobre la definición y nomenclatura de la unidad litoestratigráfica presentada en el capítulo “4 Nomenclatura de la unidad litoestratigráfica”, ahora bien, en el presente capítulo se realizará un análisis de acuerdo con las normas internacionales de procedimiento estratigráfico (Guía Estratigráfica Internacional y el Código Estratigráfico Norteamericano) y se presenta una propuesta retomando la definición original de la formación (Tabla 3).

Es necesario considerar aspectos importantes a revisar y que merecen una discusión: uno que compete sensu stricto a la unidad litoestratigráfica, dos el rango estratigráfico de la unidad y tres los límites geológicos con sus formaciones infrayacente y suprayacente.

Puntualmente, el estudio de Mojica & Llinás (1984), aunque tiene aportes valiosos genera controversia con la definición inicial de la unidad calcárea triásica propuesta por Renz en Trumpy (1943), pues estos autores separan la Formación Saldaña en dos miembros: el conjunto inferior de tipo sedimentario calcáreo, como Miembro Chicalá y el superior de litología volcánica, Miembro Prado no definido formalmente (Rodríguez *et al.*,2016).

Aludiendo a Renz, y como lo afirman Rodríguez *et al.* (1995), esta definición al momento de hacer la distinción del “Miembro Chicalá” no se consideró, para ellos es importante y necesario retomar la consideración original de Renz, sólo qué, reemplazando el término de “*Post Payandé Red Beds*” por Formación Saldaña; dada la descripción de Renz(en Trumpy, 1943) sobre la Formación Payandé, se puede entender la conformación de la unidad con una parte inferior netamente calcárea y una parte superior donde se intercalan calizas, limolitas, lodolitas, tobas y algunos conglomerados intraformacionales; incluyendo a el “Miembro

Chicalá” y las “Rocas Sedimentarias de Monte Frio” como parte de la Formación Payandé (Rodríguez *et al.* , 1995; Rodríguez *et al.*,2016), lo que facilita la diferenciación con la Formación Saldaña, pues las rocas quedan así agrupadas en unidades diferenciables por sus características, sedimentarias marinas grises y volcánicas continentales rojas, criterio básico para la clasificación estratigráfica y terminología para diferenciar las categorías (uso de rango).

De hecho, según los mencionados autores y en el capítulo 5 Estado del arte, la Formación Saldaña en el VSM, está constituida por litologías volcánicas ácidas a intermedias, interestratificadas con rocas sedimentarias, de esta manera, según la acepción de Mojica & Dorado (1987), el Miembro Prado representa en la mayoría de los casos a la Formación Saldaña (Bucheli & González, 1986), o bien la totalidad, si se diferencia las calizas del conjunto inferior o Miembro Chicalá como parte de la Formación Payandé (Rodríguez *et al.*, 1995; Rodríguez *et al.*, 2016).

En el catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia sobre la Formación Saldaña publicado por el Servicio Geológico Colombiano (SGC), Rodríguez *et al.* (2016), aceptan la consideración anterior de Rodríguez *et al.* (1995), tomando únicamente como Formación Saldaña a las rocas vulcanosedimentarias, la cual corresponde principalmente a rocas piroclásticas, flujos de lava y cuerpos porfiríticos hipoabisales de composición dacítica a andesítica, localmente se intercalan rocas sedimentarias como limolitas, arenitas y tobas; no se incluyen las unidades sedimentarias subyacentes (Rocas Sedimentarias de Monte Frio y Miembro Chicalá), por ser de la parte alta de la Formación Payandé.

Así que, de acuerdo con la revisión en el presente trabajo se acepta y se sigue esta reorganización de las unidades (Tabla 3), que facilita y precisa la cartografía geológica regional, esto a la luz de las normas internacionales de procedimiento estratigráfico que es condición base para establecer y entender las unidades litoestratigráficas. Pues, en los mapas geológicos de Tolima y Huila para la representación cartográfica y debido a la escala, la Formación Saldaña se traza sin distinción de los miembros que habían propuesto Mojica &

Llinás (1984) y que siguieron otros autores (Mojica & Dorado, 1987; Senff, 1995; Mojica & Prinz- Grimm, 2000; Valdivieso, 2019).

En tal sentido, se recomienda el abandono del uso de los miembros definidos para la Formación Saldaña.

Acerca del rango estratigráfico al considerar las rocas del Miembro Chicalá y de las Sedimentitas de Montefrío ahora como rocas de la parte alta de la Formación Payandé, de acuerdo al registro fósil, se daría un mayor alcance temporal a la unidad litoestratigráfica, representando la sedimentación final del mar de Triásico, hasta el piso del Rhaetiano (Geyer 1973; Cediel *et al.*, 1980; Mojica & Prinz-Grimm, 2000; Valdivieso, 2019) o inclusive del Liásico (Rodríguez & Rodríguez, 1990 y Rodríguez *et al.*, 1995). Adelante, en el siguiente apartado, se tratará el rango estratigráfico de la Formación Payandé según el contenido fósil evaluado.

De acuerdo con lo propuesto, los límites de la Formación Payandé con sus unidades adyacentes, demandan de una revisión a la luz de la argumentación de los diferentes autores que han abordado el tema.

Con la unidad infrayacente, la Formación Luisa o pre Payandé, un reciente estudio de Bayona *et al.* (2020) menciona una datación de rocas clásticas y piroclásticas, de la Formación Luisa “270 a 278 Ma sugiriendo que su acumulación es de mediados del Pérmico (Hincapié-Gómez, 2018), por lo tanto, la Formación Luisa no debería ser considerada como parte de la sucesión del Triásico-Jurásico”.

Por otro lado, para la unidad suprayacente, Renz en Trumphy (1943) define una transición del Payandé marino a la unidad vulcanosedimentaria (Formación Saldaña), al igual para Nelson (1959), se presenta una transición entre las rocas calcáreas y la serie roja continental de la Formación Saldaña. Para Cediel *et al.* (1980), existe una dualidad de la naturaleza del límite: para la región de Ataco-Chaparral es de carácter discordante y para el área de Payandé (sección del río Luisa) varía a transicional.

Ahora bien, con el reconocimiento del Miembro Chicalá como la parte alta de la Formación Payandé, no sería válido reconocer un paso transicional entre rocas marinas, como lo hace Mojica & Llinás (1984) “*el paso es transicional de las Calizas de Payandé al miembro inferior de la Formación Saldaña, Miembro Chicalá (predominantemente calcáreo)*”, esta interpretación también es utilizada por Mojica & Dorado (1987, p. 94), Gómez (2003) y Valdivieso (2019). Por lo anterior, realmente la transición debe ser considerada entre las sucesiones de influencia marina y la litología vulcanosedimentaria (Formación Saldaña) y no dentro de la misma unidad litoestratigráfica.

Por otra parte, acerca de la secuencia de rocas vulcanosedimentarias de la Formación Saldaña, según Rodríguez *et al.* (2016), dataciones U-Pb en circón arrojaron edades entre $188,9 \pm 4,2$ y $172,9 \pm 1,3$ Ma, es decir, del Jurásico inferior y parte temprana del Jurásico medio, actividad magmática del Pliensbachiano al Aaleniano.

8.2 Rango estratigráfico y correlaciones

El rango estratigráfico de la Formación Payandé, por su registro fósil, se puede relacionar al rango del Noriano a Rhaetiano (Geyer, 1973), y como tramos más antiguos del Triásico superior no han sido comprobados, entonces, permitiría para la Formación Luisa considerar una edad Pérmica, pues la ausencia de fósiles en esta formación obliga a asignarle con base en su posición estratigráfica.

Obedeciendo a las revisiones del apartado de resultados sobre el contenido fósil de la Formación Payandé recolectados en el presente estudio y los descritos de la colección fósil de Renz, se podría realizar una aproximación a la distribución esquemática y su alcance temporal con los registros de amonitas, bivalvos y nautiloideos dentro de la unidad (Fig. 20).

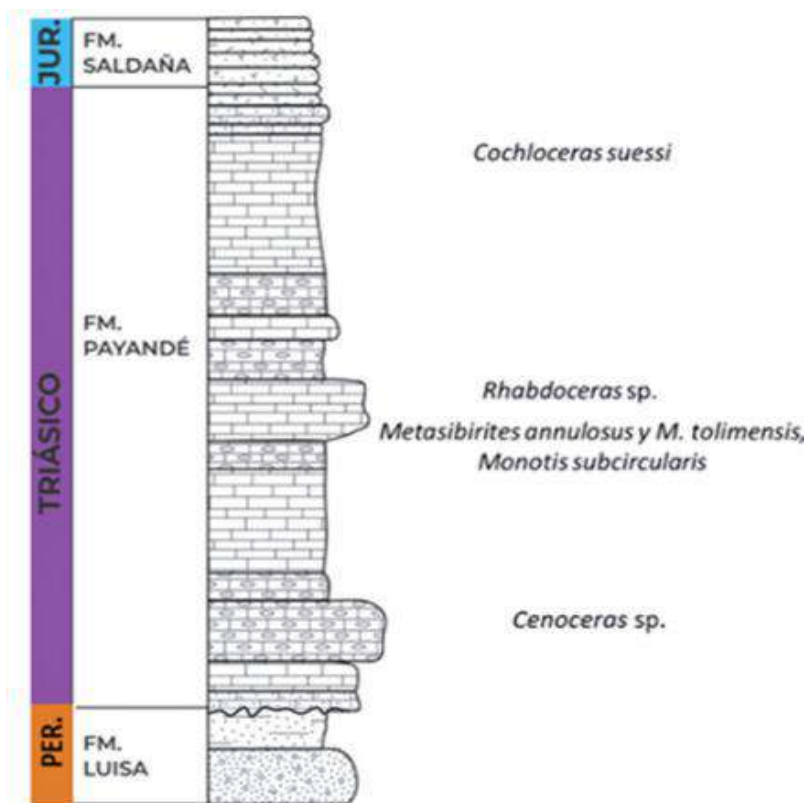


Figura 20. Columna generalizada de la Formación Payandé y distribución esquemática, elaboración propia basado en Trumpy (1943), Geyer (1973) y Mojica & Prinz-Grimm (2000).

Los bivalvos monotidos son típicos del Noriano o Triásico superior (Grant-Mackie & Silberling, 1990), es decir, que con seguridad los niveles de la unidad que contengan estos bivalvos, son de este intervalo.

En cuanto a los amonoideos reportados para la unidad, se tiene que con la revisión y corrección realizada por Geyer (1973), acerca de la identificación errada de las amonitas de los géneros *Nevadites* y *Anolcites* por parte de Renz en Trumpy (1943), son incluidos dentro del género *Metasibirites*, con lo que se define claramente el Noriano para la Formación Payandé, y con su reporte del fragmento de *Rhabdoceras* ex gr. *suessi* Hauer, extraído del afloramiento conocido como “Localidad Renz”, entre los ríos Luisa y Coello, en donde coexiste con moldes de *Metasibirites* sp. y *Monotis subcircularis*, se reafirma el dicho rango estratigráfico. Permitiendo analizar, que el rango de *Rhabdoceras* va desde la parte más alta del Noriano (con *Metasibirites*) y se sugiere la existencia de sedimentos del Rhaetiano en los tramos altos de la Formación Payandé en concordancia con Geyer (1973), dejando abierta la posibilidad de esta temporalidad para las capas más superiores de la formación (Cediel *et al.*, 1980).

No obstante, para el alcance temporal de esta unidad litoestratigráfica, se deben contemplar las amonitas que reconocieron Mojica & Prinz-Grimm (2000) para el Miembro Chicalá, en la región de Payandé en cercanías a la confluencia de las Quebradas La Hondura y Chicalá, que son formas características del Triásico superior (Noriano al Rhaetiano), encontrando en el conjunto inferior amonitas identificadas como *Lissonites canadensis* y *Peripleurites roemeri*, en el conjunto intermedio *Peripleurites boeckhi* y *Cycloceltites eowiehanensis*, y para el Conjunto superior abundantes fragmentos centimétricos de *Rhabdoceras suessi*.

Por otro lado, aunque para las denominadas “Rocas Sedimentarias de Monte Frio” Rodríguez & Rodríguez (1990) en la sección tipo no mencionan registro de amonoideos, identifican ostrácodos del género *Darwinula*, conchostrácos (*Cyzicus?*) y gastrópodos, que para ellos pertenecen al Liásico, Jurásico inferior.

Valdivieso (2019) en la Quebrada Copete registra bivalvos monotidos y clasifica amonitas de los géneros: *Rhabdoceras*, *Peripleurites* y especímenes de la familia Metasibiritidae, de los cuales, en su registro fotográfico, quedan dudas sobre la clasificación de estas. Lo que el clasifica como un ejemplar de *Peripleurites* pareciera ser más bien *Rhabdoceras curvatum*, además lo que clasifica como ejemplar de la familia Metasibiritidae sería similar a un *Choristoceras*.

Por otro parte, si se confirmara la presencia de *Cochloceras* en la colección de Renz, su ocurrencia nos puede confirmar qué parte de la Formación Payandé incluye depósitos del piso más alto del Triásico Superior, el Rhaetiano. Esperando que su posición estratigráfica no se asocie a los lamelibranquios *Monotis* y a las amonitas de la familia Metasibiritidae. Por lo que, encontrar una sección con este registro nos permitiría postular una biozonación de amonoideos para la Formación Payandé. Tozer (1979) propone un esquema para la fauna de amonitas del Triásico superior de Norte América, en el que el rango estratigráfico de *Rhabdoceras suessi* Hauer comprende las Zonas de *Gnomohalorites cordilleranus*, *Cochloceras amoenum* y *Choristoceras crickmay*. En relación con este tema, Mojica & Prinz-Grimm (2000) indican que la zona de *Cochloceras amoenum* no se ha reportado hasta ahora en Colombia y que el género *Cochloceras* parece ser propio del ámbito norteamericano, pero con apariciones restringidas en el Tethys.

Otros reportes de fauna de amonitas del Triásico superior como las de la Formación Payandé se encuentran en las Calizas de Suta en Perú (Renz en Trumphy, 1943) y en el trabajo “*Die marine Trias in Südamerika*” de Jaworski (1922), en donde ejemplares de *Nevadites* y *Anolcites* son reportados junto con *Pseudomonotis ochotica* y *Rhabdoceras*. Por mencionar, en otros trabajos como el de Romero *et al.* (1995) compilan la fauna fósil para las calizas del Grupo Pucará en Perú, registrando *Metasibirites* sp. y *Rhabdoceras* en la Formación Chambará, para esta misma Formación, Chacaltana *et al.* (2009) incluyen amonitas del Noriano-Rhaetiano, entre las cuáles esta igualmente *Rhabdoceras*, y otros ejemplares de heteromorfos de los géneros *Peripleurites*, *Paracochloceras* y *Choristoceras*.

Con respecto a la ocurrencia de nautiloideos triásicos, *Cenoceras* se considera un género clave para la evolución de los nautiloideos post-triásicos. Se registran ocurrencias en el Triásico superior de Nueva Zelanda por Kummel (1953,1959), quién evidencia su uso para definir rangos estratigráficos; así como lo indican Evans *et al.* (2014): “la importancia de estos nautiloideos radica en que tienen un valor potencial para algunos aspectos de la bioestratigrafía del Triásico”.

Acerca de los microfósiles de la Formación Payandé, Senff (1982) hace una caracterización de foraminíferos, de los que se pudieron identificar en algunas secciones delgadas, ejemplares bentónicos de los géneros *Diploremina*, *Planninvoluta*, *Nodosaria* y *Glomospira*; de los cuáles se destaca la presencia del foraminífero bentónico *Diploremina subangulata* Kristan-Tollmann, que tiene distribución mundial en sedimentos del Noriano y Rhaetiano. Otros ejemplares aún no se han clasificado taxonómicamente, pero se comparan con registros de foraminíferos del Triásico superior de Norte América y Europa. Para Mojica *et al.* (1996) estos microfósiles constituyen una evidencia importante de un intercambio faunístico durante el Triásico superior entre el Tethys y la parte oriental de Panthalassa.

8.3 Interpretación sedimentológica/Facies sedimentarias: ambiente de depósito

La sección medida en esta investigación a lo largo de la quebrada Tuluní corresponde en espesor a 389m; medida que difiere del valor cercano a los 110m registrado por Geyer (1973) para “las calizas de Tuluní”, puesto que su levantamiento se restringió como un perfil local en la cueva, posiblemente “La Catedral” por las indicaciones de acceso del camino de la hacienda “El Guamito”, en el que se incluyen dos niveles, diferenciando calizas encriníticas para la sección inferior y calizas de *Monotis* para la parte superior. Dichos niveles coinciden con los tres segmentos inferiores aquí descritos de la columna estratigráfica de la sección de la quebrada Tuluní, de tal forma que el espesor obtenido en la presente investigación considera de un modo más completo los afloramientos de la Formación Payandé en este sector.

Por otra parte, las diferencias de las manifestaciones calcáreas del Triásico entre el área de Payandé-Rovira con las del sector de Chaparral, se establecen por las afectaciones termometamórficas, variación de espesores reportados y contacto con otras unidades (Ver apartado 5.1 *Características estratigráficas* y 5.2 *Litología, facies y contenido fósil*), además de, la definición de conjuntos o niveles en la unidad. Los afloramientos de la Formación Payandé relacionados en este estudio no se encuentran afectados por intrusiones intermedias-ácidas jurásicas, sin embargo presentan deformaciones tectónicas locales.

La secuencia calcárea incluye seis niveles diferenciables, pero, en general, está constituida por biomicritas compactas a granulares hasta de grano muy grueso, de color gris, algunos niveles con intercalaciones de nódulos de chert cafesosos. El análisis de la información sedimentológica y del contenido fósil, refleja ambientes y controles depositacionales específicos; según Flügel (2010) los organismos bentónicos exhiben adaptaciones específicas a condiciones de alta o baja energía.

Segmento I: Este intervalo presenta un leve cambio en el nivel de energía, su cambio textural indica que incrementa, no obstante, es catalogado como todos los intervalos de la sucesión dentro de un ambiente depositacional de baja energía, ocurrencia de lodo calcáreo/micrita, y cuarzo monocristalino como terrígeno en baja proporción. Depositación de sedimentos en condiciones tranquilas y finaliza con una agitación, puede clasificarse con un índice de energía Tipo I. En este nivel es común la presencia de placas esqueléticas de crinoideas dispersas en el sedimento, lo que se puede dar en aguas someras.

Segmento II: El nivel de energía aumenta un poco, la textura de las rocas como el contacto de la estructura sedimentaria, corresponden a un índice de clasificación de baja energía Tipo II, que representa la depositación alterna en agitación y agua tranquila, se caracteriza por una mezcla de criterios de agua tranquila y agitada, lo que se refleja en parte del lavado del lodo calcáreo. Incluye estructuras silicificadas, nódulos de Chert, producto de procesos diagenéticos por silicificación de estructuras biogénicas, relacionada a actividad de organismos bentónicos, no se descarta la existencia de construcciones arrecifales.

Segmento III: Continúa el régimen de energía Tipo II, alternancia de agitación y agua tranquila. Esporádicos nódulos silíceos y notable disminución en la diversidad y contenido fósil, se registra un aumento en el contenido de material terrígeno. Aumenta el componente ortoquímico, lodo calcáreo y se destaca la presencia del bivalvo *Monotis subcircularis*, ejemplares en volumen, articulados y dispuestos en concordancia a la estructura sedimentaria, lo que evidencia que este nivel termina con aguas tranquilas, puede ser un paso a un nivel energético Tipo I.

Segmento IV: El nivel energético puede ser bastante constante en este intervalo, pues se mantienen los bancos tabulares de biomicritas grises oscuras, ocurrencia común de lodo calcáreo, típico de un nivel de energía Tipo I. Este nivel se destaca por contener restos de amonitas de talla pequeña en estado juvenil del género *Metasibirites*, junto con ejemplares del bivalvo *Monotis subcircularis*.

Segmento V: Aumento del contenido fosilífero, disminución de micrita, aparición de nódulos silíceos más gruesos y frecuentes que en el segmento II. Es un cambio a aguas moderadamente agitadas, pues algunos especímenes fósiles están fragmentados y su distribución caótica es más común. Este intervalo termina en una alternancia de agitación y agua tranquila.

Segmento VI: Estas biomicritas registran una disminución de energía, puede haber un paso del nivel energético Tipo II del intervalo anterior y finaliza este segmento en un Tipo I, pues se registra gran contenido de micrita y aumenta el aporte terrígeno. Hay alternancia de micritas lodosas o margas en laminillas. Este nivel se caracteriza por la gran abundancia de impresiones y moldes articulados de *Monotis subcircularis* orientados con la estructura sedimentaria.

La observación en campo de las características litoestratigráficas, junto con el análisis petrográfico y la caracterización del contenido fósil, permiten proponer un ambiente de plataforma marina somera (Walker & James, 1992; Moore, 1997; Ahr, 2008; Boggs, 2009; Flügel, 2010; Alonso-Zarza & Tanner, 2010), sedimentos de baja energía y asociación biótica

tipo tropical (conocida como *Clorozoan*) común de aguas cálidas (Jones en Walker & James, 1992;), en un ambiente tectónico controlado por procesos extensionales de *rift*, que resulta por una ingesión baja influencia terrígena.

Hasta el momento, entonces, se podría esbozar que la secuencia del Mesozoico Pre-Cretácico, ocurrió durante el Noriano y el Rhaetiano, sin comprobarse aún un piso del Jurásico inferior, con la depositación marina de la Formación Payandé, luego, a inicios del Jurásico inicio el vulcanismo y se retiró el mar, resultando la sucesión de la Formación Saldaña.

Por otro lado, la proveniencia para la Formación Luisa es relacionada a la erosión de la cordillera Central (Nelson,1959; Bürlg,1961), una masa continental emergente existente desde finales del Paleozoico (Barrero, 1969), por esta razón no se presentan exposiciones de rocas del Triásico sobre el eje de la cordillera Central, pues no hubo sedimentación sobre la misma al estar emergida para el Mesozoico precretácico (Mojica, 1980).

En este sentido, la reconstrucción del mar Triásico que más se ajusta es la propuesta por Geyer (1973), una ingesión marina desde el SW hacia el NE (corredor “*Nariño Strasse*” o *Corredor Nariño*), un brazo de mar que cruzaría la Cordillera Central en el límite entre Colombia y Ecuador, entraría por Pasto y Garzón y seguiría luego hacia el norte (Touissant,1995); razón por la cual, se pueden establecer correlaciones litológicas y fosilíferas con unidades de Perú (Formación Chambará y Formación Utcubamba) posiblemente de Ecuador (Unidad Piuntza).

9 Conclusiones

Las rocas calcáreas de la Formación Payandé no sólo en la localidad de Rovira-Payandé, sino que también en el área de Chaparral, proporcionan fauna de amonitas del género *Metasibirites* y otras asociaciones fosilíferas como *Monotis subcircularis*, ocurrencia de *Cenoceras* sp. y foraminíferos bentónicos de los géneros *Diplotremina*, *Planninvoluta*, *Nodosaria* y *Glomospira* del Triásico que enmarcan la temporalidad de la unidad litoestratigráfica en el Noriano. No obstante, el rango de *Rhabdoceras* abarca la parte más alta del Noriano (con *Metasibirites*) y sugiere la existencia de sedimentos del Rhaetiano en los tramos altos de la Formación Payandé (Geyer, 1973), dejando abierta la posibilidad de este rango para las capas más superiores de la formación (Cediel *et al.*, 1980), asimismo, si se pudiese confirmar la presencia de *Cochloceras*, esperando que su posición estratigráfica no se asocie a los lamelibranquios *Monotis* y a las amonitas de la familia Metasibiritidae.

La importancia del contenido de fauna fósil, además de definir el rango estratigráfico, permite inferir las condiciones paleoambientales en la que se desarrolló la sedimentación de los depósitos, en este caso se trata de una plataforma de mar somero relacionado a un ambiente tectónico de procesos extensionales de *rift*, condiciones favorables para la ingresión marina y el hábitat de los especímenes, un intercambio faunístico durante el Triásico Superior entre el Tethys y la parte oriental de Panthalassa (Senff, 1994). La ingresión marina que dio origen a los depósitos de la Formación Payandé, corresponde a un brazo de mar con dirección SW a NE, denominado Corredor Nariño (Geyer, 1973), en el límite entre Colombia y Ecuador.

Lo que resulta, además, en poder correlacionar por características litoestratigráficas y por el contenido faunístico, a la Formación Payandé con otras calizas triásicas. En Perú, con el Grupo Pucará, unidades Formación Utcubamba y Formación Chambará (Chacaltana *et al.*, 2009). En Ecuador, posiblemente con la unidad Piuntza (Litherland, 1994), como la primera unidad estratigráfica del Triásico reconocida allí.

La sección Tuluní tiene un espesor de 389 metros, en dónde seis niveles son diferenciables a partir de la información sedimentológica y del contenido fósil, cada uno refleja ambientes y

controles depositacionales específicos (variación de niveles energéticos), producto de aguas con mínima agitación y una depositación alterna en puntos agitados y aguas tranquilas; en esta sección, el contacto con la unidad inferior no se encontró y el contacto superior es fallado con rocas vulcanosedimentarias de la Formación Saldaña.

Se logró definir por correlación, que la Sección Amoyá corresponde al segmento IV de la Sección Tulum, sugiriéndose por los datos estructurales y la correspondencia facial, una estructura anticlinal que no estaba cartografiada, la cual tiene su núcleo localizado en la denominada “Cueva de los Guacharos”, donde la sucesión de calizas se horizontaliza casi por completo y donde se encuentra la parte más basal de la Formación Payandé en la Quebrada Tulum, de esta manera se explica que la sección Amoyá simplemente es continuidad del segmento pero en otro flanco del pliegue anticlinal. Las rocas expuestas en la vía Chaparral-Las Señoritas, a pesar de presentar alto brechamiento por actividad tectónica, pueden presentar características similares al segmento IV descrito en la sección Tulum.

En general, la Formación Payandé está constituida por biomicritas compactas a granulares hasta de grano muy grueso, de color gris, algunos niveles con intercalaciones de nódulos de sílice cafés; los nódulos de sílice son posiblemente el resultado de la silicificación de galerías del icnogénero *Thalassinoides* por procesos biogénicos y diagenéticos, esta aproximación genética es la que da Fürsich (1973) para el origen de calizas nodulares, relacionada a calizas con una restricción de valor batimétrico, cuyo origen es marino somero.

La petrografía indica que composicionalmente las calizas tienen un mayor contenido de lodo calcáreo sobre el componente aloquímico y menor aporte de material terrígeno. En estas rocas además se evidencian procesos diagenéticos, que resultaron en el neomorfismo de la micrita a microesparita y/o recristalización de los fósiles por carbonato o sílice, también, superficies estilolíticas y corrosión por carbonato en el material terrígeno (granos de cuarzo). La clasificación es principalmente de biomicritas fosilíferas y dispersas, con textura *mudstone* y *wackestone* localmente *packestone*. Algunas incluyen rastros fosfáticos y de materia orgánica.

Las rocas de la sección Tuluní y de los demás sitios visitados en la presente investigación, no presentaban metamorfismo por intrusiones ni diques ígneos, a diferencia, de como se han reportado en otros lugares de los departamentos de Tolima y Huila, en la literatura mencionan esta afectación: Renz (en Trumpy,1943), Trumpy (1944), Suescún & Taborda (1949), Barrero en Julivert *et al.* (1968), Geyer (1973), Mojica (1980), Cediel *et al.* (1980), Mojica & Dorado (1987), Gómez (2003), Quiceno *et al.* (2016). Resultado de lo anterior, y/o de la afectación tectónica, hay variaciones de espesor en las secciones de la Formación Payandé, el valor de la columna del área de Chaparral es cercano al que registra Renz en Trumpy (1943) para la definición de la unidad(400m), no obstante, Cediel *et al.* (1980) estiman entre 650 a 700 m a partir de integración de columnas y de cortes geológicos.

Con la revisión en el presente trabajo se acepta y propone una nueva organización de las unidades mesozoicas pre-cretácicas, contrario a la distinción que realizan sobre la Formación Saldaña con dos miembros (Mojica & Llinás, 1984), uno el conjunto inferior de tipo sedimentario calcáreo, como Miembro Chicalá y el superior de litología volcánica, como Miembro Prado. Retomando así, la acepción de Renz en Trumpy (1943) sobre la Formación Payandé, se puede entender la conformación de la unidad con: una parte inferior netamente calcárea y una parte superior donde se intercalan calizas, limolitas, lodolitas, tobas y algunos conglomerados intraformacionales. Rodríguez *et al.* (1995) indican que esta definición al momento de hacer la distinción del “Miembro Chicalá” no se consideró, entonces, lo que se puede entender es que realmente este sería la parte alta de la Formación Payandé, lo que facilita la diferenciación con la Formación Saldaña, pues las rocas quedan así agrupadas en unidades diferenciables por sus características sedimentarias marinas grises y volcánicas continentales rojas, criterio básico para la clasificación estratigráfica y terminología para diferenciar las categorías (uso de rango), lo que facilita y precisa la cartografía geológica regional. En razón de lo antes expuesto, el contacto entre la Formación Payandé y la Formación Saldaña, debe ser caracterizado en la transición de la sucesión de influencia marina triásica, a la litología vulcanosedimentaria jurásica, Formación Saldaña.

Por otra parte, en el presente estudio, las rocas más basales de la Formación Payandé (calizas arenosas), se encuentran al NW de Olaya Herrera (en el sector del Maco), allí, también hay

exposición de la Formación Luisa, aunque en campo no se logró encontrar el límite entre las dos unidades, en las secciones delgadas se ve el aporte en el inicio de la acumulación de los depósitos marinos del Triásico.

Además, sobre la edad de la Formación Luisa, Bayona *et al.* (2020) indican, “*una temporalidad de mediados del Pérmico (Hincapié-Gómez, 2018)*”, no obstante, una posibilidad, sería la existencia de una discordancia, pues ciertamente, este problema debe resolverse observando el límite entre las dos unidades, esto para tener en cuenta en futuras investigaciones.

Con lo presentado, tuvo a lugar la depositación marina de la Formación Payandé durante el Noriano y el Rhaetiano, luego, inicio el vulcanismo y se retiró el mar Triásico, dando paso a la Formación Saldaña, la actividad volcánica es mayor a inicios del Jurásico y cesa a mediados de este período.

La Formación Payandé por sus sedimentos fosilíferos, desempeña un papel clave para el entendimiento de las unidades mesozoicas pre-cretácicas de Colombia.

Bibliografía

Ahr, W.M. (2008): Geology of Carbonate Reservoir. John Wiley and Sons Inc., Hoboken.

Alonso-Zarza, A.M. and Tanner, L.H. (2010): Carbonates in Continental Setting: Facies, Environments and Processes, Developments in Sedimentology. Elsevier, Amsterdam.

Balini, M., Lucas, S.G., Jenks, J.F. & Spielmann, J.A. (2010): Triassic ammonoid biostratigraphy: an overview. In: Lucas SG (ed) The Triassic Timescale. Geological Society London Special Publication 334, pp. 221–262.

Barrero, D., Álvarez, J. A. & Kassem, T. (1969): Actividad Ígnea y Tectónica en la Cordillera Central Durante el Meso-Cenozoico. Boletín Geológico, Vol XVII, pp. 145-173.

Bayona, G., García, D., & Mora, G. (1994): La Formación Saldaña: producto de la actividad de estratovolcanes continentales en un dominio de retroarco, en Etayo-Serna, F., ed., Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena: Bogotá, Universidad Nacional de Colombia, Capítulo I, pp. 21.

Bayona, G., & Cortés, M. (1995): Variación facial y petrogénesis de los depósitos de la Formación Saldaña en el sector norte del Valle Superior del Magdalena; Contribución a IGCP 322 Eventos Jurásicos en Sur América. Geología Colombiana, v.20, pp. 156-157.

Bayona, G., Rapalini, A. & Costanzo-Álvarez, V. (2006): Paleomagnetism in Mesozoic rocks of the northern Andes and its implications in Mesozoic tectonics of northwestern South America. Earth, Planets and Space, 58 (10), pp. 1255–1272.

Bayona, G., Jiménez, G., Silva, C., Cardona, A., Montes, C., Roncancio, J. & Cordani, U. (2010): Paleomagnetic data and K–Ar ages from Mesozoic units of the Santa Marta Massif: A preliminary interpretation for block rotation and translations. Journal of South American Earth Sciences, 29 (4), pp. 817–831.

Bayona, G., Bustamante, C., Nova, G. & Salazar–Franco, A.M. (2020): Jurassic evolution of the northwestern corner of Gondwana: Present knowledge and future challenges in studying Colombian Jurassic rocks. In: Gómez, J. & Pinilla–Pachon, A.O. (editors), The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic Chapter 3. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales, Bogotá, pp. 36, 37.

Benedetto, J. L. (2010): El Continente de Gondwana a través del tiempo: Una Introducción a la Geología Histórica. Capítulo 7: El Sistema Triásico y el inicio de la ruptura de Pangea. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba, pp.317-345.

Blau, J. & Senff, M. (1993): Crustacean microcoprolites from the Late Triassic of Colombia (Payandé Formation, Upper Magdalena Valley). *Memorias VI Congreso Colombiano de Geología*, pp.130-142.-169.

Boggs Jr, S. (2009): Petrology of sedimentary rocks. Cambridge University Press.

Brönnimann, P. (1988): *Revue de Paléobiologie, Benthos'86* 2. Foraminifères du Trias-Triassic Foraminifera. Volume spécial N° 2, Partie I, pp. 127-166.

Bucheli, I. U. & González P., M.P. (1986): Geología de los alrededores de Natagaima, Tolima, Colombia. Trabajo de Grado, Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá.

Bürgl, H. (1961): Historia Geológica de Colombia. *Rev. Acad. Colomb. Cienc. Exact., Fís. y Nat.*, vol. 11, No 43, Bogotá, pp. 137-191.

Bürgl, H. (1962): El "Jura-Triásico" De Colombia. *Boletín Geológico*, Vol. XII. Servicio Geológico Nacional, Bogotá.

Bustamante, C., Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V., Gehrels, G., & Vervoort, J. (2010): U-Pb LA-ICP-MS geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from the Garzon massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia. *Boletín de Geología*, 32 (2), pp. 93-109

Cáceres, C., Cediel, F. & Etayo-Serna, F. (2003): Guía Introductoria de la Distribución de Facies Sedimentarias de Colombia. Instituto De Investigación E Información Geocientífica Minero-Ambiental y Nuclear. INGEOMINAS. Bogotá, D.C.

Carvajal, C.A., Fuquen, J. A, Gómez L.A. & Nuñez A. (1993): Geología de la Plancha 282 Chaparral.Escala 1:100.000. Instituto Colombiano de Geología y Minería INGEOMINAS. Bogotá.

Cediel, F., Mojica J. & Macia, C. (1980): Definición estratigráfica del Triásico de Colombia, Suramérica. Formaciones Luisa, Payandé y Saldaña. *Newsletters on Stratigraphy*, Berlín, Stuttgart, pp. 73-104.

Cediel, F., Mojica J. & Macia, C. (1981): Las Formaciones Luisa, Payandé, Saldaña. Sus columnas estratigráficas características. *Geología Norandina* N°.3, pp.11-19.

Cediel, F., Shaw, R.P. & Cáceres, C. (2003): Tectonic assembly of the northern Andean block. In: Bartolini, C., Buffler, R.T. & Blickwede, J. (editors), *The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 79, pp. 815–848. Tulsa, USA.

Cediel, F. & Shaw, R.P. (2019): Geology and Tectonics of Northwestern South America. The Pacific-Caribbean-Andean Junction. Chapter 1: Phanerozoic Orogens of Northwestern South America: Cordilleran-Type Orogens. Taphrogenic Tectonics. The Maracaibo Orogenic Float. The Chocó-Panamá Indenter. Springer Nature.Switzerland AG, pp. 34-37.

Chacaltana, C., Valdivia, W., Peña D., Alván A. & Aldana M. (2009): Evidencia del Triásico superior (Noriano-Rhaetiano) y Jurásico inferior en las calizas del pongo de Lorocache, borde sur de la cuenca Santiago. Volumen Especial N° 7, pp.171-184.

Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., & Chiaradia, M. (2014): Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. Lithos, 190, pp. 383-402

Dunham, J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham (ed) Classification of Carbonate Rocks. Memoir 1, American Association of Petroleum Geologists, pp. 108-121.

Evans, D. H., King A.H., Histon, K. & Cichowolski M. (2014): Nautiloid cephalopods—a review of their use and potential in biostratigraphy. Denisia 32, zugleich Kataloge des oberösterreichischen Landesmuseums.Neue Serie 157, pp.7-22.

Flügel, E. (2010): Microfacies of Carbonate Rocks.Analysis, Interpretation and Application. Springer Germany.

Folk, R. L. (1954): The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. The Journal of Geology, pp. 344-359.

Folk, R. L. (1980): Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company. Austin, Texas.

Fürsich, F.T. (1973): *Thalassinoides* and the origin of nodular limestone in the Corallian Beds (Upper Jurassic) of Southern England. N. Jb. Geol. Paläontol. Monatsh, pp.136-156.

Fürsich, F. T. (1995): Shell concentrations. Eclogae Geol. Helv., 88, 643-655.

Gaibor, J.; Hochuli, J.P.; Winkler, W.; Toro, J. (2008): Hydrocarbon source potential of the Santiago formation, Oriente basin, SE of Ecuador. Journal of South American Earth Sciences, 25(2), pp. 145-156.

Geyer, O.F. (1973): Das präkretazische Mesozoikum von Kolumbien. Geol. Jb. B, 5. Hannover, pp. 1-155.

Geyer, O. F. (1980): Die mesozoische Magnafazies-Abfolge in den nördlichen Anden (Peru, Ekuador, Kolumbien). Geologische Rundschau, 69(3), pp. 875-891.

Geyer, O.F. (1982): Comparaciones Estratigráficas y Faciales en el Triásico Norandino. Geología Norandina. N° 5. Bogotá, pp. 27-31.

Gómez, J. (2003): Memoria explicativa levantamiento geológico de la Plancha 322 Santa María. Ministerio de Minas y Energía, Instituto de Investigación e Información Geocientífica Minero-Ambiental y Nuclear-INGEOMINAS. Bogotá.

Gómez-Plata, C. (2017): Estratigrafía y análisis de proveniencia de la Formación Los Indios, y su relación con la evolución tectónica de la Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia). Tesis de investigación, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá D.C.

Grant-Mackie J. A. & Silberling N. J. (1990): New data on the Upper Triassic bivalve *Monotis* in North America, and the new subgenus *Pacimonotis*. Journal Paleontology., 64(2), pp. 240-254.

Guzmán, A. & Guzmán, U. (1989): Estudio estratigráfico-petrográfico de la Formación Payandé en el área tipo corregimiento de Payandé, Tolima. Trabajo de grado N° 220. Departamento de Geociencias, Universidad Nacional, Bogotá D.C.

Hauer, F.V. (1860): Nachtraege zur Kenntnis der Cephalopoden-Fauna der Hallstätter Schichten. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse-39 in Wien (1) 41. Wien. pp. 113-150.

Hincapié-Gómez, S. (2018): Paleogeografía jurásica de los Andes colombianos en la región de Payandé-Rovira, Tolima: Evolución de arcos magmáticos en ambientes de convergencia oblicua. Tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia, 66 p. Medellín.

Hubach, E. (1957): Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia: (enumeración regional, de más reciente a más antiguo). Informe No. 1212. Ministerio de Minas y Petróleos, Instituto Geológico Nacional. Bogotá.

Jaworski, E. (1922): Die marine Trias in Sudamerika. N. Jb. Miner. Geol. Palaont, Beil. Bd.; Stuttgart, 47, pp. 93-200.

Jenks, W. F. (1956): Perú. En Jenks W. F., Handbook of South American Geology, Geol. Soc. Amer. Memoir 65, pp. 219-247.

Jenks, W. F. (1956): Handbook of South American Geology: An Explanation of the Geologic Map of South America. The Geological Society of America.

Julivert, M., Barrero, D., Botero, G., Duque, H., Hoffstetter, R., Navas, J., De Porta, J., Robbins, R.K., Taborda, B. & Téllez, N. (1968): Colombie (premiere partie)- Lexique stratigraphique. Internst. Vol. 4a. 1-660, 27 Figs., Centre Nat. Rech, Sci., Paris, pp. 370-372.

Klug, C., Korn, D., De Baets, K., Kruta, I. & Mapes, R.H. (2015): Ammonoid Paleobiology: From macroevolution to paleogeography. Edition: Topics in Geobiology Chapter: Front matter Publisher: Springer.

Knauth, L. P. (1979): A model for the origin of chert in limestone. *Geology*, vol. 7, issue 6, pp. 274.

Kummel, B. (1950): Stratigraphic studies in northern Perú. *American Journal of Science*. Pp.249-263.

Kummel, B & Fuchs, R. L. (1953): The Triassic of South America. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 26, Lima.

Kummel, B. (1959): Triassic-Jurassic Cenoceratids from New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, pp. 421-428.

Laws, R.A. (1982): Late Triassic depositional environments and molluscan associations from west-central Nevada. *Elsevier Scientific Publishing Company. Paleography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 37, pp.131-148.

Litherland, M.; Aspden, J.A.; Jemielita, R.A. (1994): The metamorphic belts of Ecuador. *Overseas Geology and Mineral Resources*, 11, 2 map enclosures at 1:500.000 scale. British Geological Survey, Nottingham.

López, M., Murillo, A. & Tellez, R. (1978): Relación (espacio-tiempo) entre el batolito de Ibagué y el Grupo Payandé en el área comprendida entre el Río Blanco y Ataco en el Departamento del Tolima. Trabajo de grado N° 27. Departamento de Geociencias, Universidad Nacional, Bogotá D.C.

López-Isaza, J. & Zuluaga, C. (2020): Late Triassic to Jurassic Magmatism in Colombia: Implications for the Evolution of the Northern Margin of South America. *The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic Chapter 3*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales, Bogotá, pp. 77-115.

Lucas, S. G. (2010): The Triassic Timescale. Geological Society, London, Special Publications.

Macia, C., Mojica, J. & Colmenares, F. (1985): Consideraciones sobre la importancia de la Paleogeografía y las áreas de aporte precretácicas en la prospección de hidrocarburos en el Valle Superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana* 14, pp. 49-70.

Mojica, J. (1980): Observaciones acerca del estado actual del conocimiento de la Formación Payandé (Triásico Superior), Valle Superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana* N° 11, pp. 67-91.

Mojica, J. & Macía, C. (1981): Características Estratigráficas de La Formación Yavi, Mesozóico De La Región Entre Prado y Dolores, Tolima, Colombia. Geología Colombiana N° 12, Bogotá, pp. 7-32.

Mojica, L. & Macía, C. (1982): Geología del extremo NE de la cuenca de Neiva (Valle Superior del Magdalena, región de Prado- Dolores, Tolima) XXI Annual Field Trip ACGGP, Vol. 1., Bogotá Colombia, pp. 45.

Mojica, J. & Llinás, R. (1984): Observaciones Recientes Sobre Las Características Del Basamento Económico Del Valle Superior Del Magdalena En La Región De Payandé-Rovira (Tolima, Colombia), Y En Especial Sobre La Estratigrafía y Petrografía Del Miembro Chicalá (=Parte Baja De La Fm. Saldaña). Geología Colombiana, N° 13, p.p. 81-128.

Mojica, J. (1984): Notas geológicas. An outline on the Jurassic in Colombia. Geología Colombiana, N° 13, Bogotá, pp. 129-136.

Mojica, J. & Herrera A. (1986): Estratigrafía, facies y direcciones de aportes de la Formación Luisa en la región de Rovira, Tolima. Geología Colombiana N° 15, pp.65-80.

Mojica, J. & Dorado, J. (1987): Andes Colombianos, Parte A: Geología y Estratigrafía, Volkheimer, W. & Mussachio, E. (1987): Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Tomo I: El Jurásico anterior a los movimientos intermálmicos en los Andes Colombianos. Buenos Aires.

Mojica, J. & Macia, C. (1987): Nota Preliminar Sobre La Ocurrencia De Improntas De Vertebrados (*Batrachopus* sp.) En Sedimentitas De La Formación Saldaña, Región De Prado-Dolores, Valle Superior Del Magdalena, Colombia. Geología Colombiana, N°. 16.

Mojica, J. & Franco, R. (1990): Estructura y Evolución Tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena. Geología Colombiana N° 17,14 figs., 2 Tablas, Bogotá, pp.41-64.

Mójica, J. & Kammer, A. (1995): Eventos jurásicos en Colombia. Geología Colombiana No 19, Santa Fé De Bogotá pp. 165-172.

Mojica, J., Kammer, A. & Ujueta, G. (1996): El Jurásico del Sector Noroccidental de Suramérica y Guía de la Excursión al Valle Superior del Magdalena, Regiones de Payandé y Prado, Departamento del Tolima, Colombia. Geología Colombiana N° 21, Santafé de Bogotá. pp. 3-40.

Mojica, J. & Prinz-Grimm, P. (2000): La fauna de amonitas del Triásico Tardío en el Miembro Chicalá (parte baja de la Formación Saldaña) en Payandé, Tolima, Colombia. Geología Colombiana N° 25, 6 Figs., Bogotá pp. 13-23.

Mojsisovics, E. (1893): Das Gebirge um Hallstatt. I. Abtheilung. Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke, II. Band, Atlas mit 130 Tafeln (LXXI – CC). Abhandlungen der kaiserlich-

königlichen geologischen Reichsanstalt, Band VI, II. Hälfte, Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien.

Molina, E. (2004): Micropaleontología. 2.a edición. Zaragoza: Prensas Universitarias de Zaragoza. Colección textos docentes; 93. LITOCIAN, S.L. pp. 704.

Moore, C.H. (1989): Carbonate Diagenesis and Porosity. In: Developments in Sedimentology, Vol. 46, Amsterdam, Elsevier.

Morales, C.J. & Nuñez, A. (2002): Catálogo de Unidades Litoestratigráficas de Colombia. Formación Luisa. INGEOMINAS. Bogotá D.C.

Mount, J. (1985): Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. Sedimentology. pp 435-442.

Nelson, H.W. (1959): Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. 29-34pp.

Nuñez, A. (2001): Mapa Geológico Del Departamento Del Tolima. Geología, Recursos Geológicos Y Amenazas Geológicas. Escala 1:250.000. Memoria Explicativa. Ministerio De Minas Y Energía, Instituto De Investigación E Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear. Instituto Colombiano de Geología y Minería INGEOMINAS. Bogotá, D.C.

Olsson, A. A. (1956): Colombia. En Jenks W. F., Handbook of South American Geology, Geol. Soc. Amer. Memoir 65, pp. 294-326, 2 figs.

Perilla, A. (2018): Identificación y Caracterización de las Calizas Triásicas de Chaparral, Tolima. Trabajo de Grado, Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá D.C.

Perilla, A. (2020): Nuevo registro fósil de nautiloideos para el Triásico Superior colombiano en el área de Chaparral, Tolima. Geología Colombiana, Vol. 42. Bogotá, Colombia. Pp. 42-50.

Perrin, J. (1927): Upper Triassic Marine Invertebrate Faunas of North America. U.S. Geol. Survey Professional, Paper 141, pp. 262.

Quiceno, J., Osorio-Ocampo, S., Vallejo, F., Salazar, A., Ossa, C.A., Giraldo, L., & Romero, L. (2016): Petrografía y geoquímica del Stock de Payandé y su posible relación con el magmatismo Jurásico al sur de Colombia. Boletín de Geología, 38(2): pp. 39-53.

Raasveldt, H. C. (1956): Mapa geológico de la República de Colombia. Inst. Geol. Nal., Plancha L 9 (Girardot), Esc. 1: 200000. Ministerio de Minas y Petróleos y Servicio Geológico Nacional, Bogotá.

Raasveldt, H. C. & Carvajal, D. M. (1957): Mapa Geológico de la República de Colombia, Plancha M-8 Ataco, Escala 1:200000. Ministerio de Minas y Petróleos y Servicio Geológico Nacional, Bogotá.

Ramos, V. A. & Kay, S. M. (1991): Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En Harmon, R. S. y Rapela, C. W. (eds.) Andean Magmatism and its Tectonic Setting, Geological Society of America, Special Paper v. 265, pp. 79 - 91.

Ramos, V. A. & Alemán, A. (2000): Tectonic Evolution of the Andes. En Tectonic Evolution of South America, pp. 635-685. Rio de Janeiro.

Restrepo, J.J. & Toussaint, J.F. (2020): Tectonostratigraphic terranes in Colombia: An update. First part: Continental terranes. In: Gómez, J. & Mateus-Zabala, D. (editors), The Geology of Colombia, Volume 1 Proterozoic – Paleozoic. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 35, pp. 37–63. Bogotá.

Rettori, R. (1994): Replacement name Høyenella, gen. n. (Triassic Foraminifera, Miliolina) for Glomospira sinensis Ho, 1959. Bolletino della società Paleontologica italiana, N°33(3). pp.341-343.

Riel, N., Jaillard, E., Martelat, J. E., Guillot, S. & Braun, J. (2018): Permian-Triassic Tethyan realm reorganization: Implications for the outward Pangea margin.

Rodríguez, G. & Rodríguez, M.A. (1990): Formación Saldaña: Nuevos aportes estratigráficos y fosilíferos (Valle Superior del Magdalena- Tolima-Colombia). INGEOMINAS. Informe 2109b. Ibagué.

Rodríguez, M.A., Rodríguez, G. & Viana, R.L. (1995): Contribución al conocimiento de la Estratigrafía de las Rocas Sedimentarias de Monte Frio (Jurásico Inferior, Valle Superior del Magdalena - Colombia). Geología Colombiana N° 19, 11 Figs., Santa Fé de Bogotá. pp. 45-57.

Rodríguez, G., Arango, M.A., Zapata, G. & Bermúdez, J.G. (2016): Catálogo de Unidades Litoestratigráficas de Colombia. Formación Saldaña. Cordilleras Central y Oriental: Tolima, Huila, Cauca y Putumayo. Servicio Geológico Colombiano. Medellín.

Rodríguez-García, G., Correa-Martínez, A.M., Zapata-García, G., Arango-Mejía, M.I., Obando-Erazo, G., Zapata-Villada, J.P. & Bermúdez, J.G. (2020): Diverse Jurassic magmatic arcs of the Colombian Andes: Constraints from petrography, geochronology, and geochemistry. In: Gómez, J. & Pinilla-Pachon, A.O. (editors), The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36, pp. 117–170. Bogotá.

Romero, L., Aldana, M., Rangel, C., Villavicencio E. & Ramírez, J. (1995): Fauna y flora fósil del Perú. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico INGEMMET. Perú.

Romero, C.; Gaibor, J.; Vallejo, C.; Condo, D. (2019a): Stratigraphy of the Santiago Formation along the Patuca – Santiago road section; implications for the evolution of southeastern Ecuador during the Jurassic. 8th ISAG Conference. Quito, Ecuador.

Romero-Cóndor, C.; Carranco-Andino, F.; Gramal-Aguilar, A.; Cobos-Maldonado, N.; Pazmiño-Aguilar, P.; Condo-Guiracocha, D.; Betancourt-Valdivieso, F. (2023): Petrografía y geoquímica del intrusivo de Naiza, cordillera Cutucú, Ecuador. Boletín de Geología, 45(3), pp. 15-36.

Roncancio, J.H. & Martínez, M. (2011): Upper Magdalena Basin Vol. 14 (p. 183). Medellín, Colombia: ANH-University EAFIT. Department of Geology.

Rosas, S., Ritterbush, K. A. & Bottjer, D. J. (2015): La Formación Aramachay del Jurásico inferior en el centro de Perú: distribución de facies, paleoecología y su relación con la formación de cuerpos minerales. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Vol. 110, pp. 037-042.

Sarmiento-Rojas, L. F., Van Wess, J. D., Cloetingh, S., (2006): Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. Journal of South American Earth Sciences, vol. 21, N° 4, pp. 383-411.

Saunders W.B. & Landman N.H. (1987): Nautilus The Biology and Paleobiology of a Living Fossil. New York and London: Plenum Press. pp. 3–2.

Scholle, P.D. & Ulmer-Scholle (2003): A Color Guide to the petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. Tulsa, The American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir 77.

Senff, M. & Prössl, L. (1992): Ein Fund von silifizierten Sporen aus der Ober Trias (Norium) bei Chaparral, Oberes Magdalenatal, Kolumbien. Giessener Geologische Schriften.Nr. 48 Festschrift Stibane.pp.155 – 165.

Senff, M. (1993): Foraminifers and other microfossils of the Late Triassic Payandé Formation (Upper Magdalena Valley, Tolima). VI Congreso Colombiano de Geología.pp.152-169.

Senff, M. (1995): Sedimentologie, Fauna und Fazies des präkretazischen Mesozoikums im oberen Magdalenatal von Zentralkolumbien unter besonderer Berücksichtigung der obertriassischen Payandé Formation. Doktorarbeit, Universität Giessen, Mscr. 1-131. Giessen.

Servicio Geológico Colombiano & Universidad Industrial de Santander (2014): Memoria explicativa del mapa geomorfológico aplicado a movimientos en masa escala 1:100.000 Plancha 282 – Chaparral, municipio de Tolima. Convenio especial de cooperación No 009 de 2013. Bucaramanga, Colombia.

Sheveryv, A. A. (2005): Heteromorph Ammonoids of the Triassic: A Review. Paleontological Journal, Vol. JO, Suppl. 5, pp. S6I4-S62R.

Silberling, N. J. & Tozer, E. T. (1968): Biostratigraphic Classification of the Marine Triassic in North America. Geological Society of America Special Paper 110 (Regional Studies).

Silberling, N.J., Grant-Mackie, J. A. & Nichols, K. M. (1997): The Late Triassic Bivalve Monotis in Accreted Terranes of Alaska. U.S. Geological Survey Bulletin 2151.

Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van Der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015): The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). Gondwana Research, 27(1), pp. 95-139.

Spikings, R. & Paul, A. N. (2019): The Permian – Triassic History of Magmatic Rocks of the Northern Andes (Colombia and Ecuador): Supercontinent Assembly and Disassembly. In: J. Gómez; A.O. Pinilla-Pachon (eds.). The Geology of Colombia (pp. 1-43). Vol. 2, Chapter 1. Servicio Geológico Colombiano.

Steinmann, G. (1929): Geologie von Perú. 448 pp., 9 lám., 1 mapa, Carl Winter, Heidelberg.

Suescún, D & Taborda, B. (1949): Geología del área de Payandé. Informe 770. Laboratorio Nacional de Fomento Minero, Instituto Colombiano de Geología y Minería INGEOMINAS, Ibagué, pp.9-14.

Tanner, L.H., Spielmann, J.A. & Lucas, S.G. (2013): The Triassic System. New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin 61.

Tanner, L.H. (2018): The Late Triassic World: Earth in a Time of Transition. Berlin, Topics in Geobiology, Springer.

Tatzreiter, F.(1981): Ammonitenfauna und Stratigraphie im höheren Nor (Alaun, Trias) der Tethys aufgrund neuer Untersuchungen in Timor. Österreichische Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Denkschriften. Springer (Wien).

Torres, M. (2012): La caliza en Colombia Geología, recursos, calidad y potencial. Publicaciones Geológicas Especiales No 31, Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, pp.52-55.

Toussaint, J. F. (1995): Evolución Geológica de Colombia. Triásico - Jurásico. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.

Tozer, E.T. (1971): Triassic Time and Ammonoids: Problems and Proposals. Canadian Journal of Earth Sciences. Vol. 8, pp.990-1028.

Tozer, E.T. (1979): Latest Triassic ammonoid faunas and biochronology, western Canada: Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, pp. 127-135.

Trumpy, D. (1943): Pre-Cretaceous of Colombia. pp.1297-1299. Bull. Geol. Soc. Amer. 54: 1281-1304. New York.

Trumpy, D. (1944): El Pre-Cretáceo de Colombia. VII-Triásico, Bogotá, pp.23-37.

Tschoop, H. J. (1948): Geologische Skizze von Ekuador. Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol.u. Ing., vol. 15, p. 14, Basel.

Valdivia, W., Chacaltana C. & Peña, D. (2010): Evidencias de superficie de erosión en el límite Triásico-Jurásico en el borde sur de la cuenca Santiago. XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9, pp. 892-895.

Valdivieso, G. (2019): Sedimentología y Mineralogía de la Formación Payandé en el sector Quebrada Copete en Chaparral, Tolima. Trabajo de Grado, Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá D.C.

Valdivieso, G. & Moreno J.M. (2022): Evaluación del Sistema Cárstico Copete-Tuluní Municipio De Chaparral –Tolima-Colombia. Geología Colombiana, Vol. 42. Bogotá, Colombia. pp. 10 – 26.

Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., Beltrán, A., (2011): Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. Lithos 125, pp. 875– 896.

Walker, R. G. & James, N. P. (1990): Facies Models: Response to Sea Level Change. Canada: Geological Association of Canada. 530p.

Wiedmann, J. (1973): Evolution or Revolution of Ammonoids at Mesozoic System Boundaries. Biological Reviews, 48 (2), pp. 159–194.

Lista de Anexos

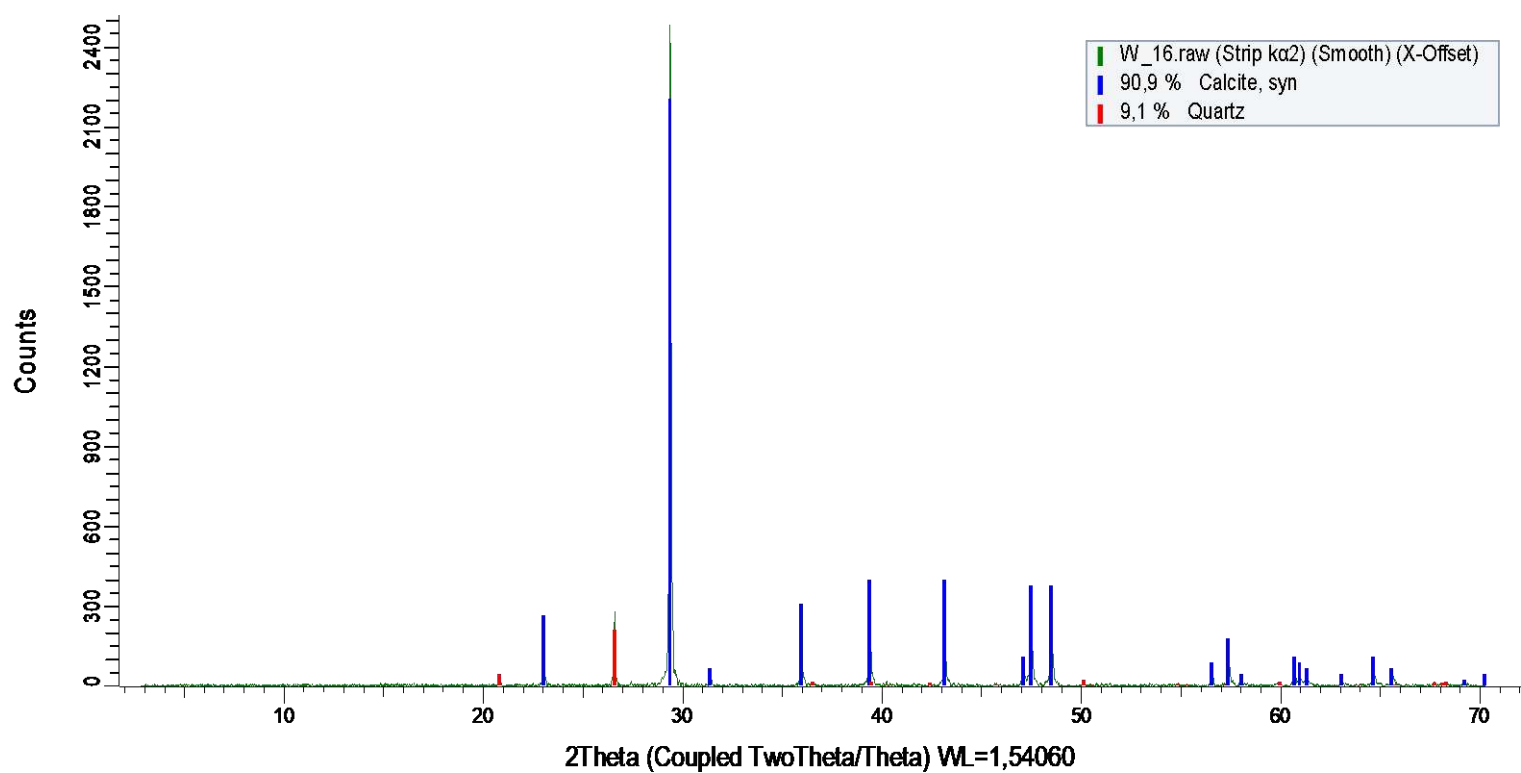
ANEXO 1.

- A) Cuadro resumen de análisis petrográfico de la Formación Payandé.**
- B) Petrografía del Proyecto de investigación “Análisis de los depósitos de la Formación Payandé en el área de Chaparral-Tolima (Colombia)”.**

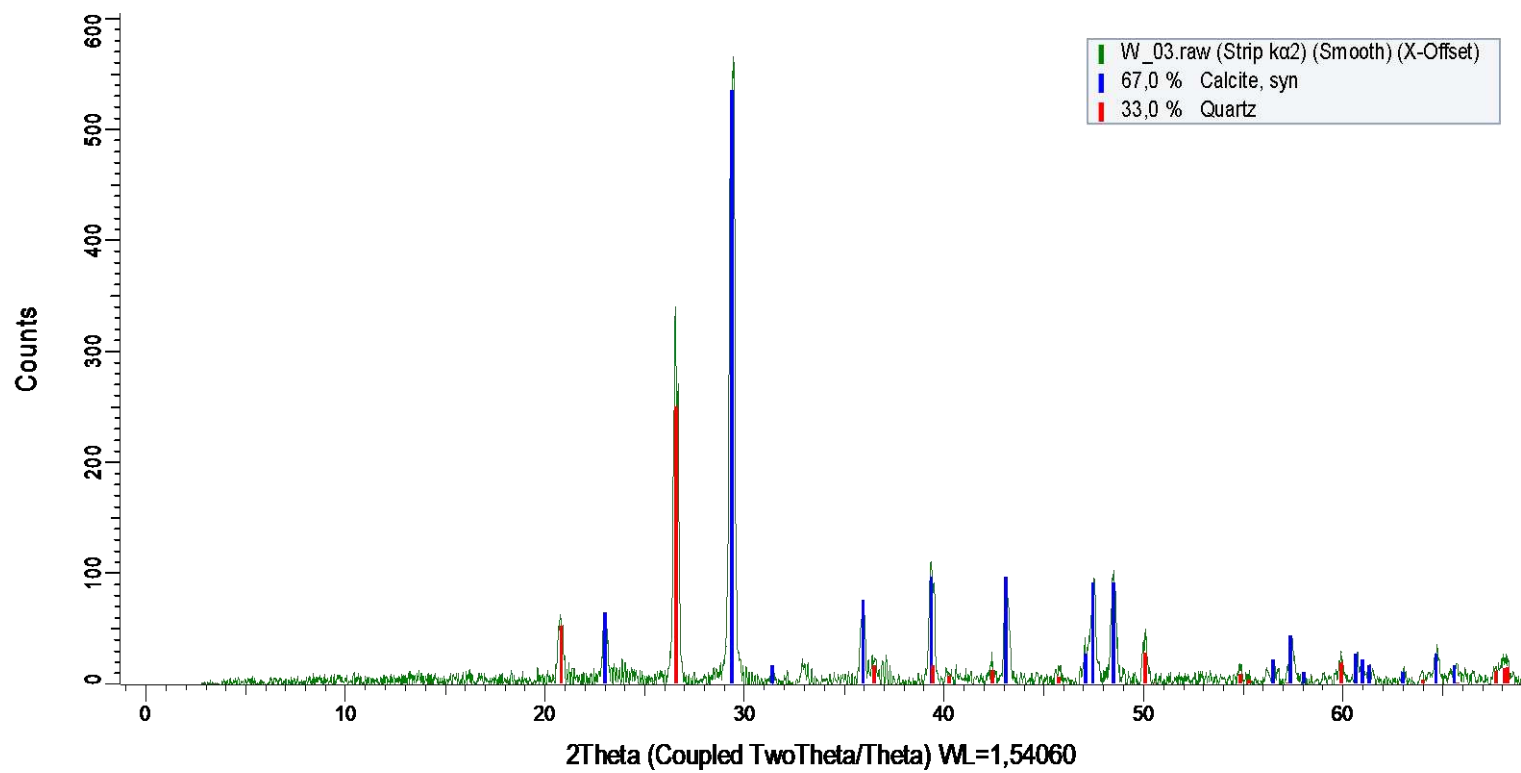
ANEXO 2. Difractogramas de la Sección Tuluní.

ANEXO 2. Difractogramas.

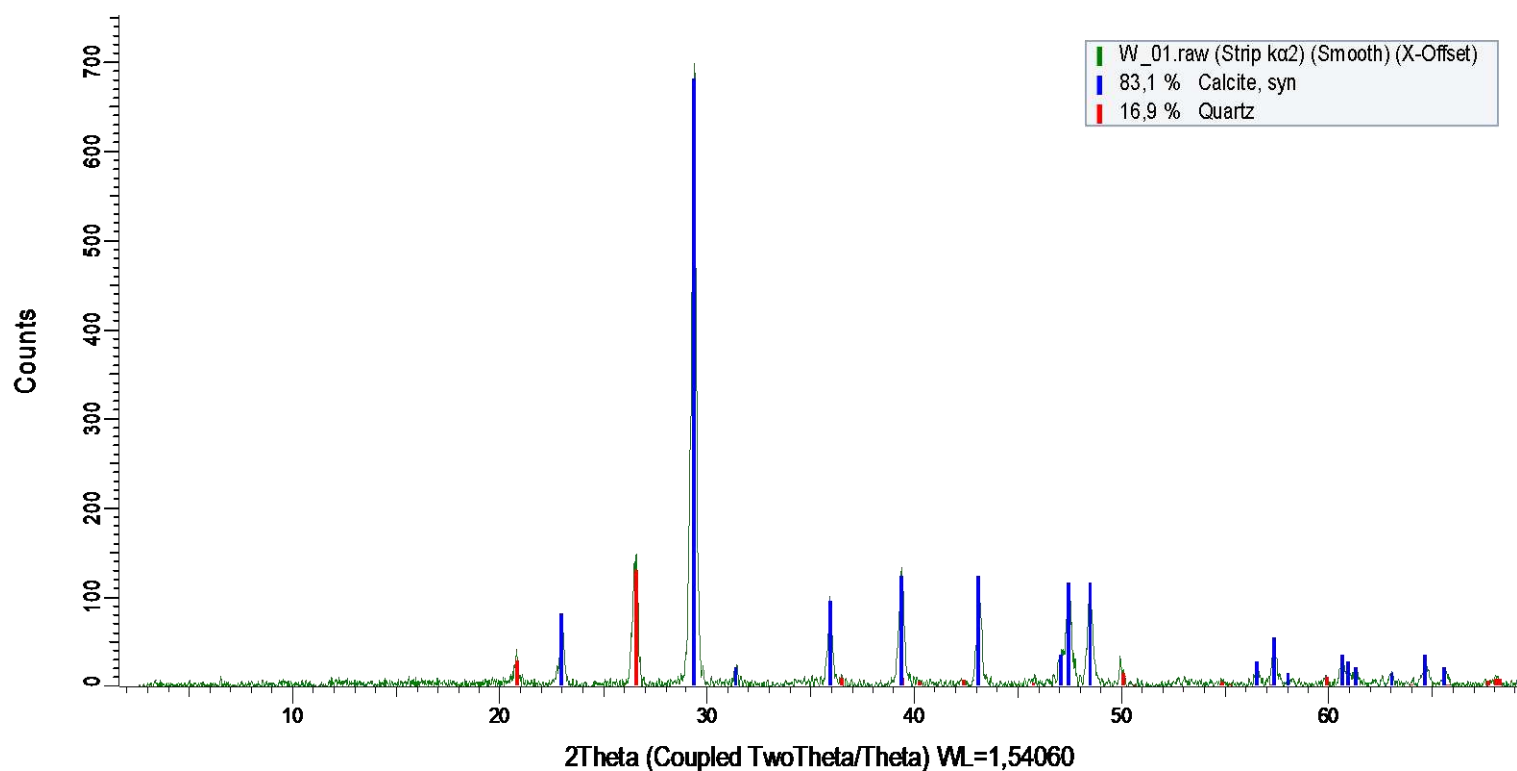
SECCIÓN TULUNÍ: SEGMENTO I- APT 020



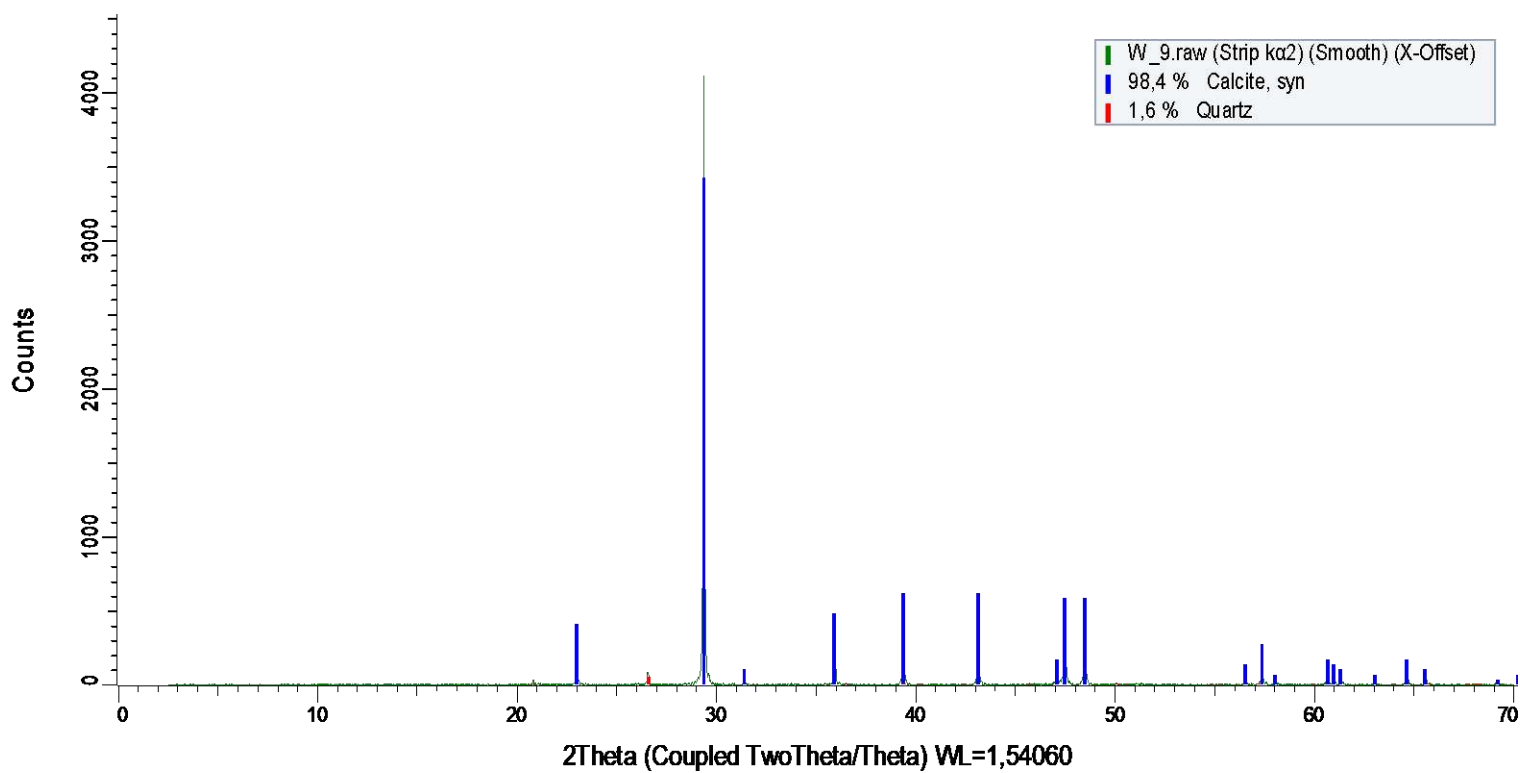
SECCIÓN TULUNÍ: SEGMENTO II-APT 017



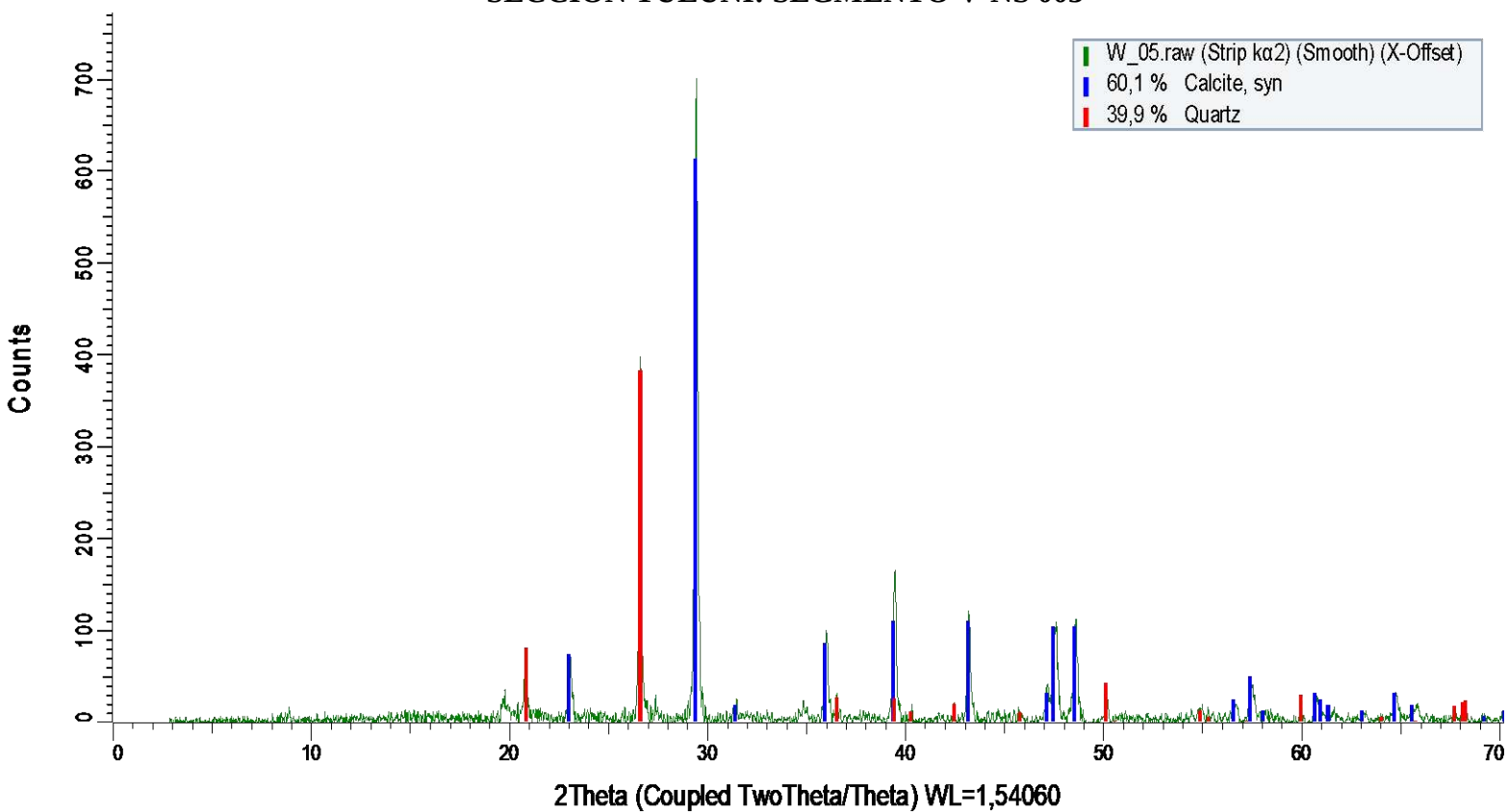
SECCIÓN TULUNÍ: SEGMENTO III-APT 01



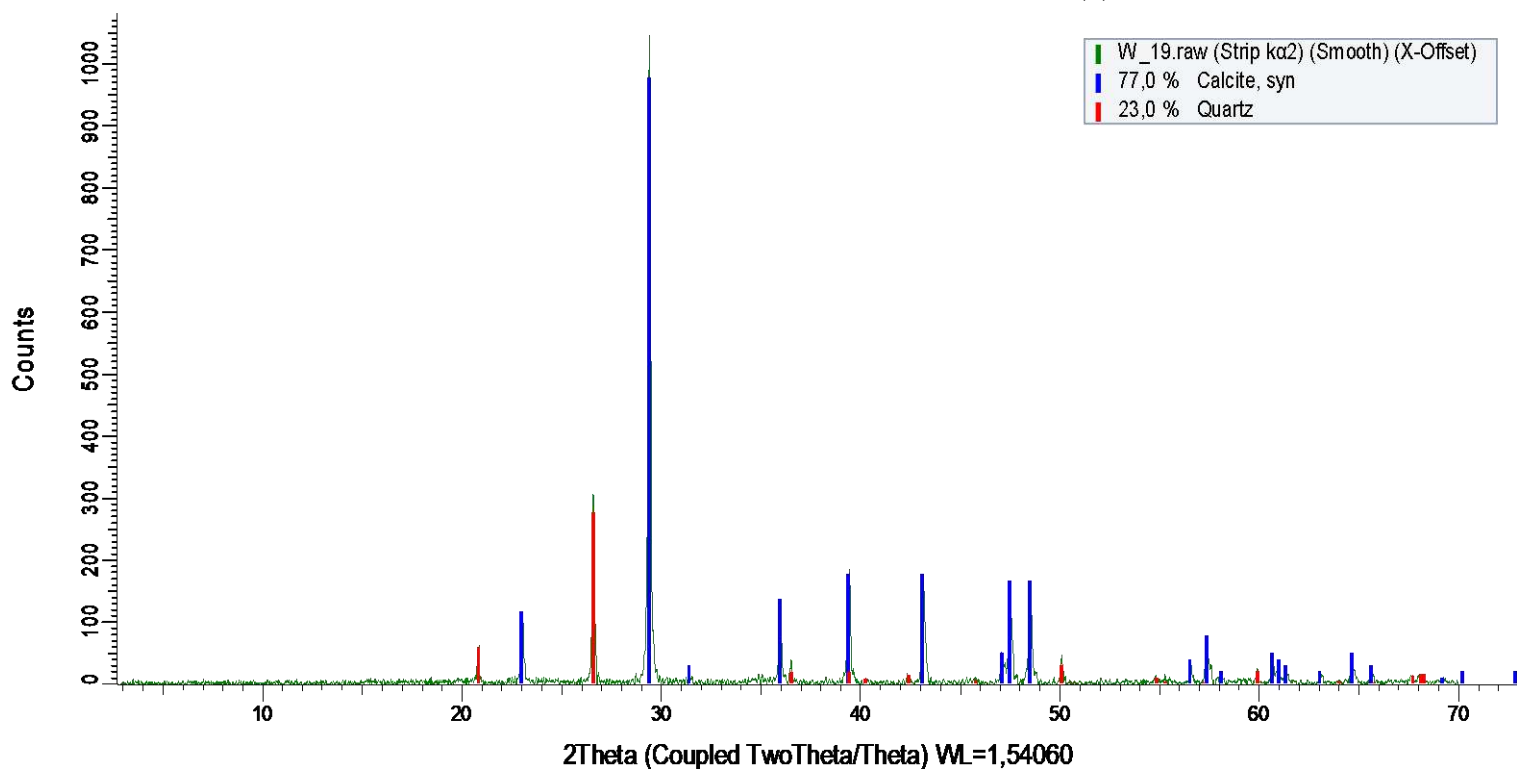
SECCIÓN TULUNÍ: SEGMENTO IV-APT 009



SECCIÓN TULUNÍ: SEGMENTO V-NS 003



SECCIÓN TULUNÍ: SEGMENTO VI-APT 002(2)



SECCIÓN AMOYÁ: SEGMENTO II-NS 016

